ACTA GEOLOGICA

(REM CRYSTALLOGRAPHICAM, MINERALOGICAM, PETROGRAPHICAM, GEOCHIMICAM PALAEONTOLOGICAMQUE INCLUDENTIA)

ACADEMIAE SCIENTIARUM HUNGARICAE

REDIGIT

E. SZÁDECZKY-KARDOSS

TOMUS XI FASCICULI 1—3

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST
1967

ACTA GEOLOGICA

A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA FÖLDTANI KÖZLÖNYE

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL: BUDAPEST V., ALKOTMÁNY UTCA 21.

Az *Acta Geologica* német, angol, francia és orosz nyelven közöl értekezéseket a földtan és a rokon tudományok köréből.

Az *Acta Geologica* változó terjedelmű füzetekben jelenik meg: több füzet alkot évenként egy kötetet.

A közlésre szánt kéziratok a következő címre küldendők:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

Ugyanerre a címre küldendő minden szerkesztőségi és kiadóhivatali levelezés.

Az *Acta Geologica* előfizetési ára kötetenként belföldre 120, külföldre 165 forint. Megrendelhető a belföld számára az Akadémiai Kiadónál (Budapest V., Alkotmány utca 21. Bankszámla 05-915-111-46), a külföld számára pedig a „Kultúra" Könyv és Hírlap Külkereskedelmi Vállalatnál (Budapest I., Fő utca 32. Bankszámla: 43-790-057-181 sz.) vagy annak külföldi képviseleteinél és bizományosainál.

Die *Acta Geologica* veröffentlichen Abhandlungen aus dem Bereiche der geologischen Wissenschaften in deutscher, englischer, französischer und russischer Sprache.

Die *Acta Geologica* erscheinen in Heften wechselnden Umfanges. Mehrere Hefte bilden jährlich einen Band.

Die zur Veröffentlichung bestimmten Manuskripte sind an folgende Adresse zu senden:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

An die gleiche Anschrift ist auch jede für die Redaktion und den Verlag bestimmte Korrespondenz zu richten.

Abonnementspreis pro Band: 165 Forint. Bestellbar bei dem Buch- und Zeitungs-Außenhandels-Unternehmen »Kultúra« (Budapest I., Fő utca 32. Bankkonto Nr. 43-790-057-181) oder bei seinen Auslandsvertretungen und Kommissionären.

ACTA GEOLOGICA

(REM CRYSTALLOGRAPHICAM, MINERALOGICAM, PETROGRAPHICAM, GEOCHIMICAM PALAEONTOLOGICAMQUE INCLUDENTIA)

ACADEMIAE SCIENTIARUM HUNGARICAE

REDIGIT

E. SZÁDECZKY-KARDOSS

TOMUS XI

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST
1967

INDEX

Fasc. 1—3

PAPERS OF THE COMMISSION ON MAGMATISM AND METAMORPHISM OF THE CARPATHO-BALKANIC GEOLOGICAL ASSOCIATION

KAMENICKÝ, J.: Die Regionalmetamorphose in den Westkarpaten 3

WIESER, T.: The Crystalline Basement Complex of the Polish Flisch Carpathians ... 15

DIMITRIJEVIĆ, M.—GRUBIĆ, A.—PETROVIĆ, B.—ALEKSIĆ, V.—DIVLJAN, S.—BABOVIĆ, M.—KALENIĆ, M.: Metamorphic Complexes of the Carpatho-Balkanic Arch and Adjacent Areas 23

DIMITRIJEVIĆ, M.—ČIRIĆ, B.: Essai sur l'évolution de la masse serbo-macedonienne ... 35

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—BUBICS, I.—JUHÁSZ, Á.—ORAVECZ, J.—PANTÓ, G.—SZEPESHÁZY, K.: Metamorphose in Ungarn 49

SAVU, H.: Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten 59

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—JUHÁSZ, Á.—PANTÓ, G.—SZEPESHÁZY, K.—SZÉKY-FUX, V.: Der sog. ophiolithische Magmatismus in Ungarn 71

Илич, Милое: Положение офиолитов в геотектоническом развитии Динарид 77

BOYADJIEW, ST.: Über die Entwicklung des Magmatismus in Bulgarien 95

KARAMATA, S.—KNEŽEVIĆ, V.—ANTONIJEVIĆ, V.—DJORDJEVIĆ, M.—MIČIĆ, I.—DIVLJAN, S.—DROVENIK, M.: Les roches magmatiques crétacées-tertiaires des Carpato-Balkanides Yougoslaves 115

RĂDULESCU, D.—BORCOȘ, M.: Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien .. 139

CIOFLICĂ, G.: Die Entwicklung des laramischen Magmatismus in Rumänien 153

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PANTÓ, GY.—PÓKA, T.—PANTÓ, G.—SZÉKY-FUX, V.—KISS, J.—KUBOVICS, I.: Die Neovulkanite Ungarns 161

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Cartographical Representation of Evolution in Earth History 181

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A Map of Geological Evolution of South Eastern Europe ... 187

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Rock Formation and the Evolution Potential of Continental Structures 205

PETROLOGY

PANTÓ, G.: Interpenetration of Plutonic and Volcanic Realms in Petrogenesis 211

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: On Igneous Rock Textures, their Mineralogical Composition and Cooling Curves 221

GEOCHEMISTRY

GROSSZ, Á.: Strontium Concentration and Distribution of Trace Elements in the Lignite of Hidas (Mecsek Mts, Hungary) 253

KERTAI, GY.: The Origin of Hydrocarbon Resources and their Carbon Dioxide Content in Hungary 261

PANTÓ, G.—KOVÁCH, Á.—BALOGH, K.—SÁMSONI, Z.: Rb/Sr Check of Assyntian and Caledonian Igneous Activity and Metamorphism in Northeastern Hungary ... 279

TECTONICS

TÁRCZY-HORNOCH, A.: Determining the Dipping Plane from the Plunges of Two Lines and Determining the Plunge of the Intersection of Two Dipping Planes 283

PALEONTOLOGY

GÉCZY, B.: Catacoeloceras tethysi n.sp. (Ceph.) from the Upper Liassic of Csernye 293
SZŐTS, E.: L'histoire du «Biarritzien» 299

GEOMORPHOLOGY

PÉCSI, M.: Relationship between Slope Géomorphology and Quaternary Slope Sedimentation 307

Fasc. 4

CLAY MINERALS VOLUME

SZÉKY-FUX, V.: Introductory 323
NEMECZ, E.—VARJÚ, GY.: Varieties of Expanding (2 : 1) Clay Minerals and their Origin 325
NÁRAY-SZABÓ, I.—PÉTER, É.: Die quantitative Phasenanalyse in der Tonmineralforschung 347
TAKÁTS, T.: Crystalline Phase Changes Brought about by Heating in Fineceramic Raw Materials Occurring in Hungary 357
IBRÁNYI-ÁRKOSI, K.: Étude de quelques kaolinites hongroises au microscope électronique 365
NÁRAY-SZABÓ, I.—PÉTER, É.: Nachweis von Nordstrandit und Bayerit in ungarischen Ziegeltonen 375
BARNA, J.: Kennzeichnung und Bewertung wäßriger Dispersionen von Tonmineralien 379
JUHÁSZ, Z.—KLEIN-KAKASY, I.: Influence of Potassium Ions on the Stability of Suspensions of Bentonite from Mád 393
SZÁNTÓ, F.—GILDE-FARKAS, M.—VÁRKONYI, B.—BALÁZS, J.: Binding of Na_2CO_3 by Bentonite Fractions 409
KISS, L.: Effet de la composition minéralogique des mélanges de matières premières plastiques à kaolinite, illite et montmorillonite, sur leurs propriétés céramiques fines 419
ZELENKA, T.: Veränderungen vulkanischer Gläser auf Grund mikroskopischer Untersuchungen 437
NEMECZ, E. — VARJÚ, Gy.: Relationship between "Flintclay" and Bauxite Formation in the Pilis Mountains 453
KOMLÓSSY, GY.: Contributions à la connaissance de la genèse des bauxites hongroises 477

INDEX AUTORUM

Alexić, V. 23
Antonijević, V. 115

Babović, M. 23
Balogh, K. 279
Balázs, J. 409
Barna, J. 379
Borços, M. 139
Boyadjiew, St. 95
Bubics, I. 49

Cioflică, G. 153
Čirić, B. 35

Dimitrejević, M. 23, 35
Divljan, S. 23, 115
Djordjević, M. 115
Drovenik, M. 115

Géczy, B. 293
Gilde-Farkas, M. 409
Grossz, Á. 253
Grubić, A. 23

Ibrányi-Árkosi, K. 365
Илич, Милое 77

Juhász, Á. 49, 71
Juhász, Z. 393

Kalenić, M. 23
Kamenický, J. 3
Karamata, S. 115
Kertai, Gy. 261
Kiss, J. 161
Kiss, L. 419
Klein-Kakasy, I. 393
Knežević, V. 115

Komlóssy, Gy. 477
Kovách, Á. 279
Kubovics, I. 161

Mičić, I. 115

Náray-Szabó, I. 347, 375
Nemecz, E. 325, 453

Oravecz, J. 49

Pantó, G. 49, 71, 161, 211, 279
Pantó, Gy. 161
Petrović, B. 23
Péter, É. 347, 375
Pécsi, M. 307
Póka, T. 161

Rădulescu, D. 139

Savu, H. 59
Sámsoni, Z. 279
Szádeczky-Kardoss, E. 49, 71, 161, 181, 187, 205, 221
Szántó, F. 409
Szepesházy, K. 49, 71
Széky-Fux, V. 71, 161, 323
Szőts, E. 299

Takáts, T. 357
Tárczy-Hornoch, A. 283

Varjú, Gy. 325, 453
Várkonyi, B. 409

Wieser, T. 15

Zelenka, T. 437

ACTA GEOLOGICA

(REM CRYSTALLOGRAPHICAM, MINERALOGICAM, PETROGRAPHICAM, GEOCHIMICAM, PALAEONTOLOGICAMQUE INCLUDENTIA)

ACADEMIAE SCIENTIARUM HUNGARICAE

REDIGIT

E. SZÁDECZKY-KARDOSS

TOMUS XI

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST
1967

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 3—13 (1967)

DIE REGIONALMETAMORPHOSE IN DEN WESTKARPATEN

Von

J. KAMENICKÝ

LEHRSTUHL FÜR PETROGRAPHIE, UNIV. BRATISLAVA

In dieser Synthese gibt Verfasser auf Grund langjähriger Feld- und Laboratoriumsarbeit eine Darstellung der petrogenetischen Verhältnisse der regionalmetamorphen Gesteine in den Westkarpaten.

Die Untersuchung wurde durch den Umstand einigermaßen begünstigt, daß im untersuchten Gebiet keine auf einseitige hohen Bildungstemperaturen in großen Tiefen deutende Gesteinsfazies (Granulit, Eklogit usw.) angetroffen wurde, selbst in den am intensivsten metamorphosierten Paragneisen der Niedrigen Tátra nicht, ja daß solche selbst in den Kontaktauerolen der Paragneise der Hohen Tátra mit Granodioriten fehlen.

Der Charakter der am intensivsten umgewandelten Zonen ergab sich als der Sillimanit-Almandin-Subfazies bzw. der Disthen-Muskovit-Subfazies der Granat-Amphibolit-Fazies angehörig. Die Intensität der metamorphen Gesteinsumwandlung sank von hier ab abklingend bis zur Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies.

Bei einer fortschreitenden Steigerung der Regionalmetamorphose kam es bis zu einer Entstehung von Migmatiten, gegebenenfalls zu einer partiellen Anatexis. So wurde das Bild der metamorphen Veränderung immer wieder verwischt, teilweise sogar bis zur Unkenntlichkeit.

Das Verfahren, welches Verfasser zur Enträtselung der Wirkung des abwechselnden Spieles der fortschreitenden und der regressiven umbildenden Faktoren anwendete, ist aus der der Arbeit beigegebenen Übersichtstabelle ersichtlich. Hier ist die tektonische Entwicklung der drei tektonischen Einheiten der westkarpatischen Zentralzone, der »Tatriden«, »Veporiden« und der »Gemeriden« während 4 orogenen Zyklen übersichtlich dargestellt. Jedem Zyklus sind die nach petrogenetischen und paläogeographischen Gesichtspunkten mit mehr-weniger Sicherheit zuzuordnenden Metamorphismus-Zeitphasen in der zweiten Kolonne beigegeben, zusammen 7. Kolonne drei enthüllt das Wechselspiel der regionalen, z. T. auch kontakt-thermischen und hydro-metasomatischen mit den regional und lokal wirkenden regressiven diaphthoritischen Vorgängen. Die letzte Kolonne enthält die Angabe der entstehenden metamorphen Fazies. Die Begründung der in der Tabellen enthaltenen Angaben findet sich im Text kritisch verarbeitet.

Die Regionalmetamorphose in den Westkarpaten ist nur in ihrer zentralen Zone verbreitet; in der Flysch- und Klippenzone sind regionale Metamorphite nur aus den Geröllen ihrer Konglomeratglieder bekannt.

Die zentrale Zone der Westkarpaten besteht aus drei tektonischen Einheiten, die wir als Tatride, Veporide und Gemeride bezeichnen.

Die *Tatriden* sind durch den kristallinen Kern und seine mesozoische, stellenweise auch jungpaläozoische Hülle vertreten. Die kristallinen Kerne sind aus Metamorphiten und Granitoidgesteinen aufgebaut. Die Metamorphite, mit Ausnahme der Kleinen Karpaten gehören zu der Jarabá-Serie (KAMENICKÝ in MAHEL'—KAMENICKÝ—FUSÁN—MATĚJKA, 1967), die wahrscheinlich dem oberen bis mittleren Proterozoikum angehört. Die Metamorphite des

Kristallins der Kleinen Karpaten bestehen aus der unterlagernden, mehr detritischen Pezinok-Pernek-Serie (KAMENICKÝ in MAHEL'—KAMENICKÝ—FUSÁN—MATĚJKA l. c.) und aus der hangenden Harmonia-Serie (CAMBEL, 1962), deren mindestens einige Glieder dem Devon angehören.

Die *Veporiden* bestehen nach den neuesten Ansichten (BIELY, 1962, BIELY—FUSÁN, 1965) aus dem Kristallin des westlichen Teiles des Slovenské Rudohorie und des östlichen Teiles der Niederen Tatra, seiner jungpaläozoischen und mesozoischen Hülle (Serie des Vel'ky Bok und die Foederata-Serie) und dem Mesozoikum der subtatrischen Decken.

Das *Veporide-Kristallin* besteht aus vier tektonischen Schuppen (Zonen) ersten Ranges; von Norden nach Süden sind es: die Ľubietová-, Kraklová-, Král'ova hol'a- und Kohút-Zone. Es ist aus Metamorphiten und granitoiden Gesteinen aufgebaut. Die Metamorphite der Ľubietová-, Kraklová- und Král'ova hol'a-Zone gehören der Jarabá-Serie, die der Kohút-Zone der Kokava-Serie an (KAMENICKÝ in MAHEL'—KAMENICKÝ—FUSÁN—MATEJKA l. c.). Die Kokava-Serie gehört wahrscheinlich dem jüngeren Proterozoikum an, ihr stratigraphisches Äquivalent bildet wahrscheinlich die Pezinok-Pernek-Serie der Kleinen Karpaten.

Die *Gemeriden* sind die südlichste tektonische Einheit der Zentralkarpaten. Sie sind durch das ältere und jüngere Paleozoikum des östlichen Teiles des Slovenské Rudohorie und durch das Mesozoikum des nördlichen, mittleren und südlichen Teiles der Gemeriden aufgebaut. Zu den Gemeriden zählen wir auch die Deckenscholle des Muráň-Mesozoikums, die auf die Král'ova-hol'a-Zone überschoben ist. Das ältere Paläozoikum ist durch die Gelnica-Serie (MATĚJKA—ZELENKA, 1931) und die Rakovec-Serie (ANDRUSOV, 1958) vertreten. Die Gelnica-Serie gehört dem oberen Kambrium-Silur, die Rakovec-Serie dem Devon an.

Die Regionalmetamorphose hat in den Westkarpaten eine komplizierte Entwicklung. Außer dem vorkarbonischen Kristallin hat sie auch die Schichtenfolgen des Karbons, Perms und stellenweise auch einige mesozoischen Serien betroffen. Daraus können wir folgern, daß sie neoiden Alters ist. Doch die regionalen Metamorphite und ihre Diaphtorite erscheinen stellenweise in Karbon- und Permkonglomeraten. Daraus, als auch aus der gesamten Paleogeographie der westkarpatischen Metamorphite folgern wir, daß die Regionalmetamorphose in den Westkarpaten mehreren tektonometamorphen Entwicklungszyklen angehört: dem prekambrischen, kaledonischen, herzynischen und alpidischen. Die präzise Rekonstruktion der Anzahl der metamorphen Phasen und ihrer Natur ist durch den oft polymetamorphen Charakter des Kristallins erschwert, wobei die folgende jüngere Phase teilweise, oder ganz den Charakter der älteren Phase überdeckt. Dazu tritt auch die Tatsache, daß außer der regionalen Metamorphose im Kristallin der Westkarpaten hat sich auch die synkinematische Migmatitisierung und Granitisierung, periplutonische

Die Verbreitung der Metamorphose in den Westkarpaten

Orogener Zyklus	Metamorphe Phase	Art der Metamorphose		Metamorphe Fazies
Präkambrischer (?)	Intraalgonkische (?)	Regionalumwandlung der Jarabá-Serie + (lokale synkinematische Migmatisierung und Granitisierung)		Sillimanit-Almandin-Subfazies und Quarz-Disthen-Muskovit-Subfazies der Granat-Amphibolitfazies
	Assynthische (?)	Regionalumwandlung der Kokava- und Pezinok-Pernek-Serie		Quarz-Staurolith-Subfazies der Granat-Amphibolitfazies und Quarz-Epidot-Biotit-Subfazies der Grünschieferfazies
Kaledonischer	Zipser	Regionalumwandlung der Gelnica-Serie		Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies
Herzynischer	Bretonisch-sudetische	Regionalumwandlung der Rakovec- und Harmónia-Serie		Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies
		Lokaldiaphtorese der Jarabá-Serie		Grünschieferfazies
		Periplutonische Metamorphose	Injektionsmetasomatische Metamorphose der Jarabá- und Kokava-Serie	Granat-Amphibolitfazies
			Kontakt-thermische Metamorphose der Jarabá-, Kokava- und Harmónia-Serie	Albit-Epidot-Hornfelsfazies bis Pyroxen-Hornfelsfazies
	Asturische	Regionalumwandlung des Karbons		Beginnende Serizit-Chlorit ± Epidotblastesis
	Pfälzische	Regionalumwandlung des Perms		Beginnende Serizit- und Chloritblastesis
		Regionalumwandlung der Vel'ký Bok-, Föderata-Serie u. a.		Grünschieferfazies
Alpidischer	Mediterrane	Diaphtorese der Jarabá- und Kokava-Serie		Grünschieferfazies
		Kontaktumwandlung der Gelnica-Serie durch Gemeriden-Granit		Albit-Epidothornfelsfazies

Metamorphose und Diaphtorese geltend gemacht, die den Charakter der Regionalumwandlung ziemlich stark beeinflußten, oder auch ganz verdeckten.

1. Der präkambrische tektonometamorphe Zyklus ist unmittelbar nicht bewiesen, er ist jedoch aus paleogeographischer Hinsicht sehr wahrscheinlich. Seine Existenz ist durch das Auftreten von Diaphtoriten im Geröllmaterial des Karbons des Považský Inovec (KAMENICKÝ in CAMBEL—KAMENICKÝ—KRIST, 1961) bewiesen, woraus hervorgeht, daß ihre progressive Umwandlung minimal vorsudetisch ist. Die Umwandlung der Jarabá- und Kokava-Serie gehört zu den vorkambrischen Zyklus.

Die Jarabá-Serie besteht ursprünglich aus einer flyschoiden Schichtenfolge von Tonschiefern in Wechsellagerung mit Sandschiefer und Sandsteininterkalationen, mit geringer Vertretung geosynklinaler Magmatite vom Charakter effusiver Diabase, ihrer Tuffe und Tuffiten, stellenweise auch intrusiver Amphibol-Diorite. Bituminöse Schiefer kommen in dieser Serie nur sehr selten, als millimeterstarke Einlagen vor. Sie ist am stärksten im Gebiet des Ďumbier-Antiklinoriums der Niederen-Tatra metamorphisiert, wo sie vorwiegend der Sillimanit-Almandin-Subfazies der Granat-Amphibolitfazies zugehört. Aus detritisch-tonigen Sedimenten entstanden Biotit-Paragneise und synkinematische Migmatite mit der Assoziation: Quarz-Plagioklas-Biotit ± (Mikroklin-Sillimanit-Almandin).

Diabase und Diorite wurden gleichzeitig in Amphibolite mit der Assoziation: Plagioklas-Amphibol ± (Quarz-Granat) umgewandelt.

Höher temperierte regional metamorphierte Fazies sowie die Granulit- und Eklogitfazies kommen in den Westkarpaten nicht vor. Gegen Norden und Süden von der Paragneiswölbung der Niederen Tatra nimmt die Regionalmetamorphose der Jarabá-Serie allmählich ab und entspricht vorwiegend der Quarz-Disthen-Muskovit-Subfazies der Granat-Amphibolitfazies mit der Assoziation: Quarz-Muskovit-Biotit-Plagioklas ± Almandin Plagioklas-Amphibol ± (Quarz-Granat).

Der Granat der Amphibolite und Sillimanit-Almandin der Paragneise der Hohen Tatra treten in der Nähe der herzynischen Granodiorite auf und sind wahrscheinlich Produkte ihrer kontakt-metamorphen Einwirkung.

In der Ďumbier-Zone der Niederen-Tatra, der Ľubietová-Zone der Veporiden, als auch im Sľubica-Massiv des Čierna-Hora-Gebirges ist die regionale Umwandlung der Jarabá-Serie stark durch synkinematische Migmatitisation und Granitisation beeinflußt. Sie ist die Fortsetzung des Prozesses der Regionalmetamorphose. In den unteren Partien des metamorphen Komplexes wurden granitoide Elemente, vor allem Alkalien mobilisiert, die zu der Feldspathisierung *in situ*, sowie zu deren Ichorese und zur Migmatisierung der oberen Horizonte der Paragneise führte. Es entstand eine bunte Serie von Migmatiten, mit Übergängen von Imhibitionsparagneisen, durch stromatische

und ophtalmitische Migmatite, bis zu massiven Nebuliten und metasomatischen Granitoiden.

Im extremen Entwicklungsstadium dieses Prozesses kam es zu partialer Anatexis, sowie zum Umschmelzen eines größeren Teiles des metamorphen Komplexes, zur Entstehung palingenen Magmas und zur subautochtonen Intrusionen des leukokraten Biotit-Muskovit-Granits vom Králička-Typus, mit häufigem akzessorischem Sillimanit.

Die in synkinematischen Migmatiten auftretenden Amphibolite sind gegen Migmatitisation sehr resistent. Sie haben auch in extrem granitisierten Zonen den Charakter von Amphiboliten. Die Alkalienzufuhr kommt bei ihnen nur durch Verdrängung des gemeinden Amphibols durch Biotit zur Geltung.

Zu dem vorkambrischen Zyklus gehört auch die Regionalmetamorphose der Kokava-Serie. Falls wir den Einfluß des herzynischen Plutons eliminieren, ist ihre Umwandlung im Vergleich mit der Jarabá-Serie wesentlich schwächer. Sie ist unter den Bedingungen der Quarz-Staurolith-Subfazies der Granat-Amphibolit-Fazies bis zur Quarz-Epidot-Biotit-Subfazies der Grünschieferfazies metamorphiert. Der direkte Kontakt der Kokava-Serie mit der Jarabá-Serie wurde durch die herzynische Granodioritintrusion als auch durch jüngere Tektonik verwischt. Deshalb ist uns bisher nicht objektiv bekannt, ob ihre Regionalmetamorphose zwei metamorphen Phasen angehört, oder ob beide Serien gleichzeitig während der assynthischen Faltungsphase metamorphosiert wurden, wobei die schwächer temperierte Kokava-Serie den oberen Teil des metamorphen Komplexes vorstellen würde.

Die Kokava-Serie sowie ihr stratigraphisches Äquivalent die Pezinok-Pernek-Serie der Kleinen Karpaten, weist zum Teil auch eine unterschiedliche vormetamorphe Entwicklung auf. Außer dominierenden Tonschiefern mit Sandsteineinlagen, führt sie untergeordnete Lydit- und Karbonateinlagen, die ihr typisches Glied vorstellen. Geosynklinale Vulkanite sind auch in der Kokava-Serie nur wenig verbreitet. Außer überwiegenden, von Pyroklastikum begleiteten Diabaseffusionen sind in der Kohút-Zone sehr untergeordnet auch Serpentinite, Talke und Aktinolithgesteine vertreten.

Unter den Bedingungen der Quarz-Staurolith-Subfazies entstanden aus Tonschiefern der Kokava-Serie Biotit und Granat-Biotitglimmerschiefer mit dem Mineralbestand: Quarz-Biotit-Almandin-Plagioklas $\pm$ Staurolith-Muskovit.

Aus geosynklinalen Vulkaniten entstanden Amphibolite mit der Assoziation: Amphibol-Plagioklas $\pm$ (Granat-Quarz-Epidot-Zoisit). Hingegen unter den Bedingungen der Grünschieferfazies entstanden die Assoziationen: a) Quarz-Muskovit-Chlorit-Biotit $\pm$ Albit; b) Talk-Aktinolith-Chlorit $\pm$ Quarz; c) Kalzit-Dolomit-Tremolith; d) Amphibol-Epidot-Albit.

Die regionale Umwandlung der Kokava-Serie wurde durch die Einwirkung der herzynischen Granodioritintrusion verstärkt, was auf zweierlei

Arten zur Geltung kam: a) injektions-metasomatisch und b) kontakt-thermisch.

Durch Migmatisierung, deren Quelle das intrudierende Magma war, entstanden verschiedene Migmatittypen mit Übergängen bis zu massiv metasomatischen Granodioriten.

Die kontakte Einwirkung der Granodioritintrusion weist in der Kohút-Zone regionale Verbreitung auf. Im Anfangsstadium der Kontaktmetamorphose entstanden aus Chlorit-Biotit-Serizitphylliten kontakte Fleckenschiefer mit zwei Biotitgenerationen. Der Querbiotit ist thermischen Ursprungs. Im extremen Stadium der Kontaktmetamorphose entstanden Cordierit-Biotitfruchtschiefer der Amphibolit-Hornfelsfazies mit den Assoziationen: a) Biotit-Cordierit-Quarz-Serizit; b) Biotit-Cordierit-Quarz-Albit $\pm$ Serizit; c) Biotit-Cordierit-Quarz-Albit-Granat-Serizit.

Serizit ist wahrscheinlich das Produkt der Cordierit-Pinitisation.

Die Pezinok-Pernek-Serie der Kleinen Karpaten wurde vom herzynischen Granodiorit tiefkontaktmetamorphiert. Durch diese Erwärmung entstanden aus Biotit-Phylliten, Biotit- und Biotit-Granatglimmerschiefer, kontakte Biotit- und Biotit-Granat-Gneise mit der Assoziation: Quarz-Biotit-Plagioklas $\pm$ (Granat-Muskovit und Graphit), zu welchen als Kontaktminerale Staurolith, Andalusit und Sillimanit beitreten.

2. Der kaledonische tektonometamorphe Zyklus machte sich durch die Umwandlung der Gelnica-Serie geltend. Die Gelnica-Serie baut den zentralen Teil der Gemeriden auf und besteht aus einem 3—5 km mächtigen Komplex von Tonschiefern mit Sandschiefer und Sandsteinschichten, mit reichlicher Vertretung graphitischer Schiefer und sporadischen Lydit- und Karbonateinlagen. Zu den typischen Merkmalen der Gelnica-Serie gehört die mächtige Entwicklung geosynklinaler Vulkanite vom Charakter der Quarzporphyre, ihrer Tuffe und Tuffiten; basische Vulkanite sind nur untergeordnet vertreten. Ihre Regionalmetamorphose ist an die Zipser Phase der kaledonischen Faltung gebunden, die sich zwischen dem oberen Silur und dem unteren Devon abspielte (MÁŠKA in MÁŠKA—MATĚJKA—ZOUBEK, 1960). Als Beweis dafür gilt die Richtungdiskordanz zwischen der Gelnica- und Rakovec-Serie, und das Vorkommen von detritischen Schichtenfolgen auf der Basis der Rakovec-Serie.

Die regionale Umwandlung der Gelnica-Serie ist schwach, sie überschreitet nicht die Bedingungen der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies.

Durch die Umwandlung ihrer sedimentären Glieder entstanden verschiedene Typen von Phylliten mit der Assoziation: Quarz-Serizit-Chlorit-Graphit $\pm$ Albit. Karbonate wurden schwach marmorisiert oder wurden metasomatisch durch Ankerit und Siderit verdrängt. Die Quarzporphyre und deren Tuffite wurden in Porphyroide bis Serizit-Quarzschiefer umgewandelt, mit der Assoziation: Quarz-Muskovit $\pm$ (Chlorit-Albit).

Biotit als regional metamorphes Produkt fehlt in der Gelnica-Serie ganz. Deshalb existiert zwischen der Kokava-Serie der Kohút-Zone und der Gelnica-Serie ein Sprung in der Metamorphose.

Die basischen Gesteine wurden in Epidiabase und Kalzit-Epidot-Chloritschiefer umgewandelt.

In den Kontaktaureolen des Gemeriden-Granits der unteren Kreide wurden die Sedimente der Gelnica-Serie in Knoten- und Fleckenschiefer, sowie Hornfelse umgewandelt, mit der Assoziation:

a) Quarz — Chlorit — Muskovit;
b) Quarz — Biotit — Muskovit — Albit.

Die Kontakteinwirkung des Granits auf die Porphyroide war unterschiedlich; sie kam durch starke Rekristallisation ihrer Grundmasse und durch intensive Serizitierung bis Muskovitisierung ihrer Feldspat-Komponenten zur Geltung.

3. Der herzynische metamorphe Zyklus hat sich in den Westkarpaten mineralogisch in drei Phasen geltend gemacht:

a) die bretonisch-sudetische,
b) die asturische und
c) die pfälzische Phase.

a) Die bretonisch-sudetische Phase hatte sowohl progressiven als auch retrograden Charakter. An diese Phase knüpft sich auch die Intrusion herzynischer postkinematischer Granitoide, mit welcher auch die Migmatisierung und Kontaktmetamorphose der Jarabá-, Kokava-, Pezinok-Pernek- und der Harmónia-Serie in Zusammenhang steht.

Die Regionalmetamorphose der bretonisch-sudetischen Phase hat die Rakovec-Serie und Harmónia-Serie betroffen.

Die Rakovec-Serie ist in der Nähe des nördlichen Randes der Gelnica-Serie entwickelt; sie fehlt in dem südlichen Teil der Gemeriden, mit Ausnahme von kleinen Vorkommen südlich von Smolnik. Sie wird von einer Schichtenfolge von Ton- und Sandschiefern aufgebaut, mit unbedeutenden Vorkommen bituminöser Schiefer und Karbonate. Ihr charakteristisches Merkmal ist die mächtige Entwicklung geosynklinaler Diabasergüsse mit reichlicher Vertretung des Pyroklastikums. Lokal sind auch Amphibolit-Diorite und Gabbrodiorite entwickelt.

Die Harmónia-Serie hat eine ähnliche Entwicklung; sie führt aber mehr bituminöse Schiefer, der geosynklinale Vulkanismus war während ihrer Sedimentation weniger intensiv, und es fehlen ihr auch die intrusiven Glieder.

Die regionale Umwandlung der Rakovec- und Harmónia-Serie ist sehr schwach, sie entspricht der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies. Durch diese Umwandlung entstanden aus dem sedimentär-vulkanogenen Komplex die Mineralassoziationen: a) Quarz-Muskovit-Chlo-

rit ± Albit; b) Albit-Epidot-Chlorit ± Quarz; c) Albit-Epidot-Chlorit-Kalzit ± Quarz.

Diabase der Rakovec-Serie waren noch vor deren regionaler Umwandlung intensiv spilitisiert. Als Beweis dafür sind auch ganz massive Gesteine ohne irgendwelche Anzeichen tektonischer Beanspruchung vollkommen umgewandelt. Die T P-Bedingungen während der Spilitisation weichten nicht sehr von den Bedingungen der Regionalmetamorphose der Rakovec-Serie ab, da auch die Spilitisation dieselbe Mineralassoziation herbeiführte: a) Albit-Epidot-Chlorit ± Quarz; b) Albit-Epidot-Chlorit-Kalzit ± Quarz.

Durch Kontaktmetamorphose der Harmónia-Serie entstanden aus ursprünglich tonig-sandigen Gesteinen, knotige und fleckige Serizit-Biotitphyllite, fleckige Andalusit-Muskovit-Biotithornfelse und Muskovit-Biotithornfelsgneise. Bituminöse Schiefer wurden in knotige und fleckige granitische Phyllite umgewandelt, aus Karbonaten entstanden Kalk-Silikat-Hornfelse mit Granat, Diopsid, Wollastonit, Vesuvian und Plagioklas.

Die bretonisch-sudetische Faltungsphase wies auch eine diaphtoritische Wirkung auf. Durch Diaphtorese wurde vor allem die Jarabá-Serie betroffen, welche schon vorher durch regionale Veränderung der Quarz-Disthen-Muskovit-Subfazies bis Sillimanit-Almandin-Subfazies der Granat-Amphibolfazies unterlag. Stellen niederer temperierter metamorpher Fazies scheinen in den T P-Bedingungen der herzynischen Diaphtorese mehr oder weniger stabil zu sein.

Die herzynische Diaphtorese wurde im Považský-Inovec und in der Ľubietová-Zone festgestellt und zwar auf Grund des Vorkommens von Diaphtoriten in den Konglomeraten des Inovec-Karbons, resp. in Konglomeraten des Ľubietová-Perms (KAMENICKÝ in CAMBEL—KAMENICKÝ—KRIST l. c.). Die Hauptphase der Diaphtorese der Westkarpaten ist aber von alpidischem Alter.

Die herzynischen Diaphtorite haben den Charakter Muskovit-Chloritglimmerschiefer; stellenweise führen sie Relikte chloritisierten Biotits und Granats.

b) Mit der asturischen Phase der herzynischen Faltung hängt das Auftauchen der karbonischen Geosynklinale im Gebiet der Westkarpaten (mit Ausnahme der Zempliner-Insel) und die Unterbrechung der Sedimentation zwischen dem oberen Karbon und dem terrigenen Perm zusammen. An diese Phase knüpft sich auch die Faltung und die schwache regionale Umwandlung des Karbons, die nur durch beginnende Blastesis von Klinochlor und Serizit zur Geltung gelangt. In Diabasgesteinen entsteht außerdem als Neuprodukt Epidot, Kalzit, und wieder Chlorit. Im ganzen ist aber das Karbon von sedimentärem Charakter.

c) An die pfälzische Phase der jungherzynischen Faltung knüpft sich wahrscheinlich die beginnende regionale Metamorphose des Permischen Kom-

plexes. Sie kommt durch Blastesis von Serizit und Chlorit zum Ausdruck. Diese Blastesis weist in den Westkarpaten regionale Verbreitung auf. Im ganzen genommen hat der Perm den Charakter einer sedimentären Schichtenfolge.

4. Der alpidische metamorphe Zyklus hat in den Westkarpaten einen teilweise progressiven, teilweise regressiven Charakter. Progressiv kam er durch die Umwandlung mesozoischer sedimentärer Serien, regressiv durch Diaphtorese tiefer metamorphierter Komplexe der Jarabá- und Kokava-Serien zur Geltung. Mit diesem Zyklus ist auch die Mylonitisierung von Granitoiden und die kontakt-thermische Metamorphose der Gelnica-Serie während der Intrusion Gemerider Granite verbunden.

Durch regionale Metamorphose wurde nicht das gesamte Mesozoikum betroffen, sondern nur diejenige seiner Teile, die tiefer in das Kristallin eingefaltet waren und mit diesem das gleiche Schicksal teilten, oder welche bei Verschiebung mächtiger Deckenmassen belastet und erwärmt wurden.

Durch die Regionalmetamorphose wurde vor allem die Serie des Vel'ký Bok und die Föderata-Serie betroffen, die wir als normale mesozoische Hülle des Veporiden-Kristallins betrachten. Durch die Umwandlung sind namentlich ihre basalen Glieder; untertriadische Quarzite und Werfener-Schiefer betroffen. Es entstanden die Assoziationen: a) Quarz-Phengit; b) Klinochlor-Albit-Adular-Almandin.

Die Diaphtorese ist ein spezifisches Merkmal des Westkarpatischen Kristallins und hat namentlich in dem Veporiden-Kristallin regionale Verbreitung. Ihr vorwiegend alpidisches Alter bestätigt die gleiche Mineralassoziation alpidischer Diaphtorite und des regional metamorphierten Mesozoikums und vor allem die Konkordanz kleintektonischer Strukturen der Diaphtorite mit den Strukturen des Mesozoikums.

LITERATUR

ANDRUSOV, D.: Geológia československých Karpat I, Bratislava, 1958.

BIELY, A.: Niekol'ko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. Geologické práce, Zoš. **62.** Bratislava, 1962.

BIELY, A.—FUSÁN, O.: Die Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Lubenik-Margecany Linie. Carpatho-Balkan Geological Association, VI Congres, Section of Geotectonics, Sofia, 1965.

CAMBEL, B.: Geologicko-petrografické problémy v severozápadnej časti kryštalinika Malých Karpat. Geologické práce, Zoš. **36.** Bratislava, 1962.

CAMBEL, B.—KAMENICKÝ, J.—KRIST, E.: Notes to the geology of the crystalline of the Small Carpathians, Považský Inovec and Tribeč and of the western part of the Vepor. Zjazdový sprievodca, Čsl. spoločnosť pre mineralógiu a geológiu, Bratislava, 1961.

KAMENICKÝ, J.: Geologische Hauptprobleme im Kristallin von den Westkarpaten (Sum.) Geologické Práce. Bratislava, Zoš. **62,** 5, 1962.

KANTOR, J.: The createcous orogenetic processes in the light of geochronological research of the crystalline schists of the Kohút Zone (Tatroveporids) (Sum.) Geologické Práce, Bratislava, Zprávy **19,** 5, 1960.

KANTOR, J.: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des westkarpathischen Kristallins. Geologické Práce, Zoš. Bratislava, **60,** 303, 1961.

KRIST, E.: Progressiver Metamorphismus im westkarpatischen Kristallin und seine Bedeutung für die Stratigraphie. (Sum.) Geologické Práce, Bratislava, Zoš. **62.** 1962.
MAHEL' M.—KAMENICKÝ, J.—FUSÁN, O.—MATĚJKA, A.: Regional Geology of Czechoslovakia. Praha, II. Part, vol. **1,** 1967.
MÁSKA, M.—MATĚJKA, A.—ZOUBEK, V.: Tectonic development of Czechoslovakia. Praha, 1960.

REGIONAL METAMORPHISM IN THE WESTERN CARPATHIANS

By

J. KAMENICKÝ

Abstract

Relying on the results of many years' field work and laboratory analyses and experiments, the author gives a synthesis of the petrogenetic conditions of regional metamorphism in the central zone of the Western Carpathians.

The investigations were somewhat promoted by the fact that in the area studied no petrofacies suggesting high temperatures of formation at great depths (granulite, eclogite, etc.), even in the most intensively metamorphosed paragneisses of the Low Tatra and the contact areolae of the paragneisses with the granodiorites of the High Tatra, was found.

The nature of the most intensively metamorphosed zones was found to correspond respectively to the sillimanite—almandine subfacies or disthen-muscovite subfacies of the garnet-amphibolite facies. The intensity of metamorphic alteration of rocks was found to decrease from here on, being terminated by the albite-muscovite-chlorite subfacies of the greenschist facies.

By the gradual increasing of the progressive metamorphism led to formation of the migmatite even partial anatexis. So the pattern of metamorphic changes was always obliterated, partly even past recognition.

The method which the author used for revealing the effect of alternating progressive and regressive transforming agents is readily illustrated by the general tabulation attached. Here the tectonic evolution of the three tectonic units of the central zone of the Western Carpathians—"Tatrides", "Veporides", and "Gemerides" — in four orogenic cycles is outlined. In the second column the metamorphic time-phases (a total of 7 phases) — which on the basis of petrogenetic and palaeogeographic considerations can be more or less readily assigned to the individual cycles — are given. Column 3 exhibits the interaction of the regional, partly contact-thermal and hydrometasomatic processes with the regressive diaphthoretic ones, acting both regionally and locally. The last column includes the data of the resultant metamorphic facies. Explanation to the data given in the tabulation has been critically expounded in the text.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В ЗАПАДНЫХ КАРПАТАХ

Й. КАМЕНИЦКИ

Резюме

На основании результатов многолетних исследований в полевых и лабораторных условиях автор сводит к синтезу петрогенетические условия регионального метаморфизма в центральной зоне Западных Карпат.

Исследованиям, до некоторой степени, благоприятствовал факт, что в исследованном районе — даже в наиболее интенсивно метаморфизованных парагнейсах Низких Татр — не было обнаружено петрофаций, свидетельствующих о каких-нибудь высоких температурах формирования горных пород в глубинных условиях (гранулиты, эклогиты и т. п.), а также отсутствие их в контактовых ореолах парагнейсов с гранодиоритами.

Результаты проведенных исследований показывают, что природа наиболее интенсивно метаморфизованных зон соответствовала соответственно силлиманито-альмандиновой или дистено-мусковитовой субфации гранато-амфиболитовой фации. Интенсивность метаморфического изменения горных пород стала уменьшаться с данной стадии, и про-

цесс завершался образованием альбито-мусковито-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

При постепенно возрастающем метаморфизме произошла мигматитизация и даже частичная анатексия. Таким образом, облик метаморфических изменений все время сглаживался, частью даже вплоть до неопознаваемости.

Подход, применявшийся автором для познания чередующегося влияния прогрессивных и регрессивных факторов превращения, хорошо иллюстрируется обзорной таблицей, приложенной к настоящей работе. Здесь оконтуривается развитие в течение четырех орогенических циклов трех тектонических районов центральной зоны Западных Карпат — «Татрид», «Вепорид» и «Гемерид». Во второй колонке приводятся отрезки времени (фазы) метаморфизма (которых насчитывается в общем количестве семь), которые по петрогенетическим и палеогеографическим соображениям могут более или менее уверенно быть отнесены к отдельным циклам орогенеза. Третья колонка отображает взаимодействие региональных, частью контактово-термальных и гидрометасоматических процессов с региональными диафторезными. Последняя колонка содержит данные о формирующихся метаморфических фациях. Обоснование содержащихся в таблицах данных критически излагается в текстовой части работы.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3) pp. 15—21 (1967)

THE CRYSTALLINE BASEMENT COMPLEX OF THE POLISH FLYSCH CARPATHIANS

By

T. WIESER

GEOLOGICAL INSTITUTE, CRACOW DIVISION

The buried crystalline basement of the Northern Flysch Carpathians may be elucidated by deep borings (Rzeszotary, Punców, Bielsko) and by pebbles and blocks in the flysch sediments. These pebbles and blocks presumably derive mostly from the hypothetical Cordillera separating the Silesian and Magura zone of the Carpathians. Most frequent among the pebbles are epi- and meso-zone crystalline rocks. In the northern Carpathians also granulites, like those of the Sudeten and the Saxonian "Erzgebirge" are frequent. Amphibolites, playing an important role in the basement rocks of the Rzeszotary bore-hole are very rare among the pebbles. Mostly Variscan synorogenic and postorogenic granitoids are represented among the pebbles as tonalites, adamellites-granodiorites, granites, alaskites, metasomatized microline and albite granites and gabbrodiorites with some dyke-rocks (pegmatites, spilites, lamprophyres, syenite- and granite-porphyres, felsophyres, granophyres and diabases). Volcanic rocks are scarcer. There is no reason to believe that the crystalline basement rocks of the external part of the northern Carpathians constitute a specific alkaline province, contrasting with a calc-alkaline province in the south.

The present review of our knowledge of the Pre-Carpathian range is restricted to the crystalline basement complex of the Northern (Flysch) Carpathians. The author's chief intention was the recapitulation of new as well as old data and presentation of some general conclusions.

The alpine orogene of the Northern Carpathians may be divided in the internal geanticlinal region and the external geosynclinal zone. The crystalline basement complex of the former is comparatively well accessible to observations and consequently fairly well investigated. The basement complex of the external zone, however, is concealed under a thick cover of Flysch sediments. Scanty but weighty information concerning the composition of the source areas of Flysch deposits can be gleaned from "exotic" pebbles and blocks, the so-called "exotics" and in a few cases from bore-hole.

The formation of exotics bearing beds was as a rule limited to the periods of intense uplifting in the Carpathian Flysch geosyncline. The localities with "exotics" indicated on the map (Fig. 1) are not the original places of deposition. During the Tertiary folding, the Flysch deposits were stripped off their foundation and thrust to the north some tens or more of kilometres. Only bore-hole position may be considered as relatively immobile.

It should be pointed out that the "exotics" bearing beds are not equally distributed in time and place; they are abundant in some regions and rare in others. Further, the change of petrographic types of rocks with age is

a common feature; for example: the deep-seated igneous rocks, as tonalites, and also volcanics in the Lower Cretaceous (Verovice beds) of Barwałd are substituted in the Upper Cretaceous (Istebna beds) of neighbouring Mucharz or Zagórze (see Fig. 1) by gneisses and granulites. Another example: in the vicinity of Domaradz, the predominant leucogranites and mesogneisses of the Lower Cretaceous (Lgota beds) are replaced by the more melanocratic adamellites, katagneisses and even granulites in the Eocene Ciężkowice sandstone in accordance with the increasing degradation of the basement complex.

By far the greatest amounts of exotic blocks and pebbles we have found before the northern steep slope of each arched geanticlinal zone. The uplift of the northern wing remarkably exceeded in vertical displacement that of the southern counterpart. The hypothetic cordillera which divided the Silesian and Magura basins furnished the bulk material for the majority of exotic occurrences.

Studies conducted during the past forty years by KREUTZ (1927), GAWEŁ (1931, 1932), ZOUBEK (1931, 1937), and the author (1948, 1951, 1958, 1962) have led to some generalizations regarding the features of metamorphic and magmatic provinces in the Pre-Carpathians. KREUTZ postulated a relationship between metamorphic and magmatic rocks, considering these as highly alkaline and designating the granites from Bugaj as most typical. This variety is peculiar owing to the high predominance of alkali feldspars over plagioclases (An_{28}), cataclastic and porphyritic fabric and red tints of biotite. According to KREUTZ, the granites from Stare Bystre are similar; GAWEŁ considers as such the granites from Grabówka and Strachocina (near Sanok), stressing their more aplitic character. The alkaline affinity of these Pre-Carpathian rocks was extended by KREUTZ to microgranitic porphyres, granophyres, and even gneisses which he regarded as mainly of the ortho-type. The muscovite gneiss constituting part of the crystalline basement in the bore-hole at Rzeszotary (10 km SSE from Cracow, see Fig. 1 and 2) served to him as an example. Furthermore, KREUTZ concluded from comparisons with rocks from the Tatra Mts. and neighbouring granite massifs that these granites and gneisses of the Inner Carpathians must be treated as a separate calcalkaline province.

Recent investigations provide evidence of the serious complexity of the crystalline basement. It should be stated that among the exotic granitoids alone we can now distinguish six separate kinds of rock: tonalites, adamellites with granodiorites, granites, alaskites (leucogranites), and metasomatic microcline or albite granites.

Tonalites from the external zone *(e.g.* from Wożniki, Barwałd Górny) with orthoclase lacking or sporadic, are identical with some Tatra-, Dumbier- or Smrekovex-type granites of the internal region. With decreasing colour index they change to acidic, plagiogranitic magmas in both regions and represent the syn- or ser-orogenic phase in the Variscan magmatic cycle.

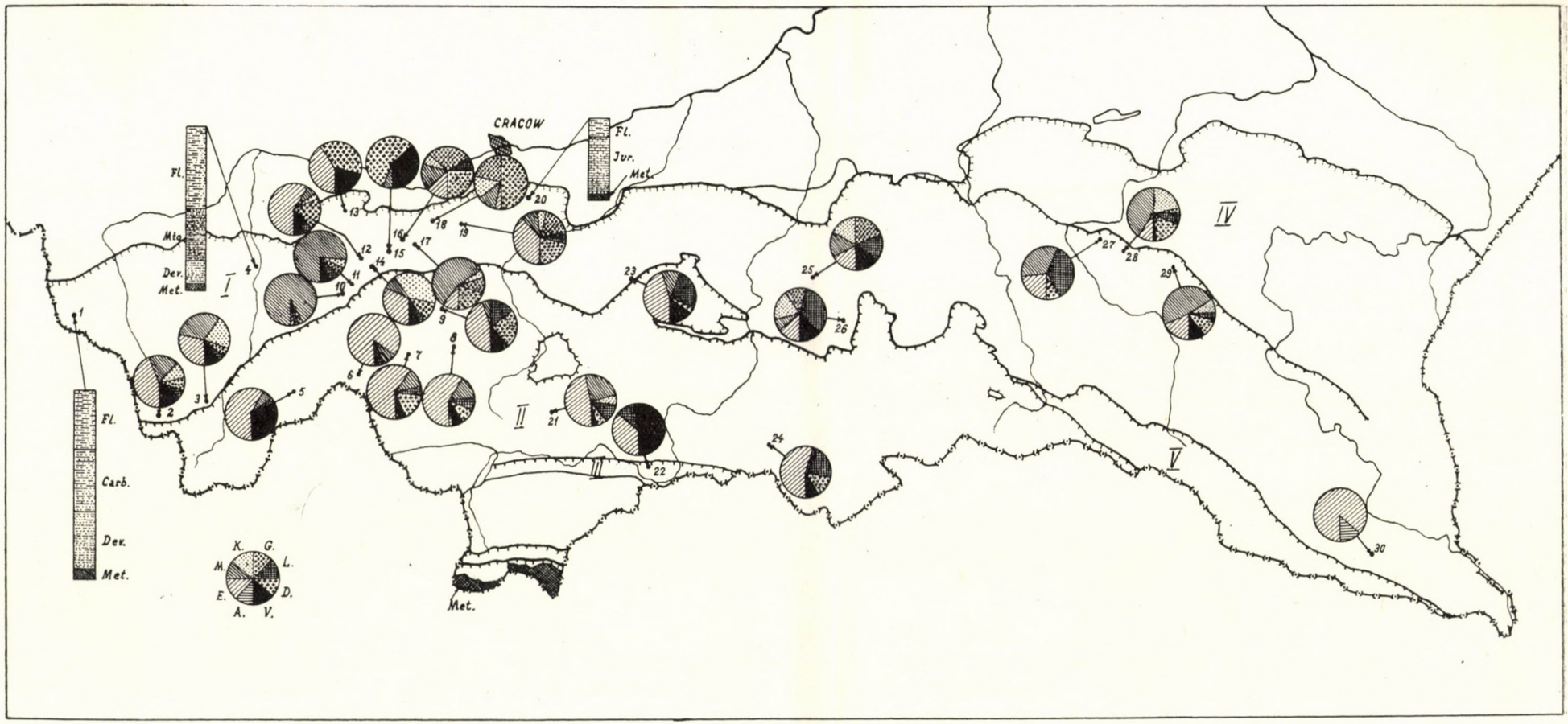


Fig. 1. Distribution of exotic blocks or pebbles, and of bore-holes reaching the crystalline basement complex. The points in Lower Cretaceous (Verovice and Lgota beds) are: 13 — Woźniki; 15 — Barwałd Górny; 27 — Lutcza; in Upper Cretaceous (chiefly Istebna beds); 2 — Istebna; 3 — Kamesznica; — 10 — Harańczykowa; 11 — Zubakówka; 12 — Mucharz; 14 — Zagórze; 16 — Podlesie; 17 — Brody; 18 — Leńcze; 19 — Ostra Góra; 22 Jarmuta; 23 —Kamionna; 25 — Siekierczyna; 26 — Jaszkowa; 29 — Blizne; in Lower Eocene (Ciężkowice sandstone): 9 — Bieńkówka; 28 — Domaradz; in Upper Eocene (chiefly Pasierbiec sandstone): 5 — Sopotnia Mała; 6 — Czatoża; 7 — Gołynia; 8 — Osielce, 21 — Kowaniec; 24 — Rytro; in Oligocene (Krosno beds): 30 — Baligród. The bore-hole positions: 1 — Puńców; 4 — Bielsko; 20 — Rzeszotary. Abbrevations: Fl — Flysch, Mio— Miocene, Jur — Jurassic, Carb — Carboniferous, Dev — Devonian, Met — Metamorphic basement complex; A — amphibolites, E — epizonal rocks, M — mesozonal rocks, K — katazonal rocks, G — granulites, L — leucogranites, pegmatites, aplites, D — deep-seated, mesocratic granitoids, V — volcanites; I — Silesian nappe; II — Magura nappe; III — Klippes belt of Pieniny; IV — Skole tectonic unit; V — Dukla tectonic unit

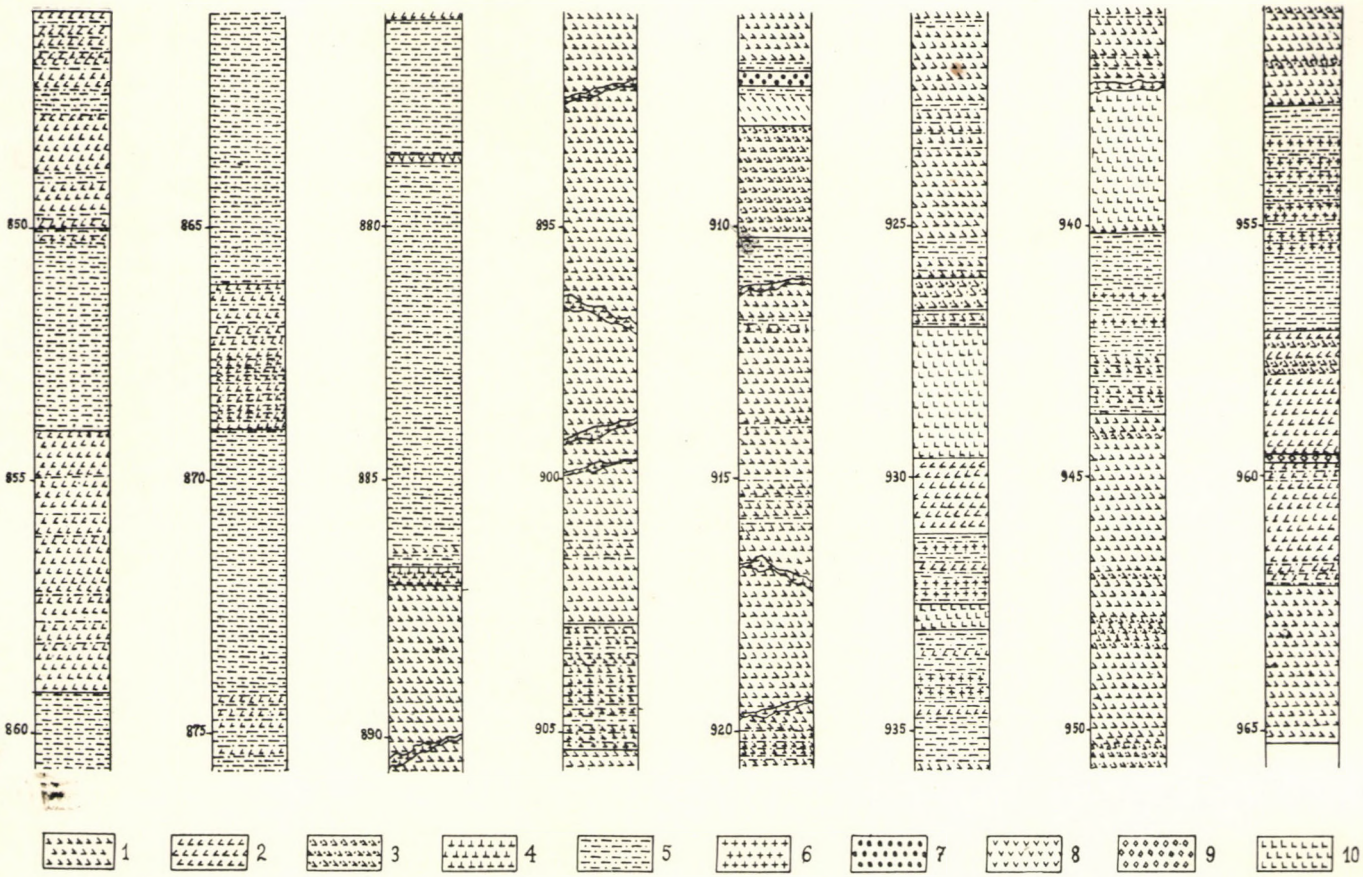


Fig. 2. Log of the bore-hole traversing some of the crystalline basement complex at Rzeszotary (20, in Fig. 1). Numbers indicate, petrographic types: 1 — amphibolites; 2 — metaamphibolites; 3 — mixed amphibole gneisses; 4 — gneissose adinoles and albite segregations or veins; 5 — mica paragneisses; 6 — arterites; 7 — metaquartzites; 8 — plagioclase-biotite gneisses; 9 — ankerite veins; 10 — leucoamphibolites and prasinites

Adamellites and granodiorites differ only in orthoclase content. Monzonitic texture, absence of cataclasis and distinctly developed oscillatory zoning of plagioclases are highly striking. These varieties are post-orogenic and correspond to hypabyssal injected bodies.

Granites (s. stricto) have colour indices (c. i.) ranging from 3 to 10, with alkali feldspars preponderant over plagioclases (An_{10-25}). Strong cataclasis with subsequent blastesis leads to blastocataclastic and blastomylonitic varieties of ortho-gneisses. Their syn-orogenic Variscan or even Caledonian position is very suggestive.

Alaskites, with c.i. under 3, originated from more acidic but comagmatic sources. Both granites and alaskites usually represent two-mica modifications. They have their equivalents in the marginal facies of the granitoid massifs in the internal region of the northern Carpathians.

Microcline granites are of truly metasomatic origin. This is shown by their crystalloblastic texture and glomeroblasts of biotite. Lack of deformation in quartz grains suggests post-orogenic formation in the Variscan magmatic cycle. Local albite granites are albitized equivalents of the three last mentioned types.

The presence of ophiolite in enormous blocks at Osielec is an isolated example of a prim-orogenic gabbrodiorite intrusion. The gabbrodiorite was transformed to prasinitic amphibolite during the batholitic stage of probably Variscan diastrophism.

The post-batholitic stage of minor intrusions is represented by pegmatites, aplites, lamprophyres, syenite porphyries, microgranitic porphyries, felsophyres, granophyres, and diabases. The supracrustal volcanic activity that followed is indicated by scarce symptoms of magmatic effusions. Feebly altered rhyolites, dacites, andesites, and limburgitic olivine basalts (augitophyres) are notable. The last mentioned rocks are presumably similar to the Werfenian or post-Werfenian melaphyres described by ZORKOVSKÝ (1949) from the Inner Carpathians.

Comparison of statistical data summarized in circular diagrams leads to the conclusions that the main source of clastic material for Flysch sediments should be looked for in the metamorphic mantle of the crystalline basement complex. The almost invariable quantitative superiority of metamorphic rocks of sedimentary origin is very conspicuous. The blastopsammitic gneisses, the derivatives of coase-grained sediments, and the low-grade schists or phyllites are most abundant.

Phyllites, as usually, are rich in sericite, chlorite and sometimes in porphyroblastic pyrite. The presence of pyrite suggests the black shales as parent rocks. Very significant, moreover, is the association of these rock fragments with exotic low-metamorphosed lydites (graphitoid quartzites) of possibly Silurian age. Relic structures, such as graded bedding and lamination are

here and there very distinct. Phyllonites are of minor importance and commonly substituted by blastophyllonites. The graphitoid schists, calcite and dolomite marbles (sometimes graphite-bearing and of Lower-Carboniferous (?) age as in Mucharz) represent the results of both dislocation and contact metamorphism.

Little may be said about the provenance and the age of quartzites and gneiss-quartzites which are verying remarkably in fabric and structure.

Our present recognition of low-grade metamorphic rocks from the basement complex in the external zone suggests a convergence in development with the phyllites and the Gelnica Series in Gemerides (Inner Carpathians). The only difference is the scarcity of basic eruptives, such as diabases and metadiabases, in the Outer Carpathians.

The more intensely metamorphosed chlorite-epidote, chlorite-sericite, chloritoid and mica schists are abnormally high in albite. Varieties more intensely transformed statically range to typical biotite-rich hornfelses (keralites). With the increasing degree of feldspathization and recrystallization the schists change to "augen"-, "flaser"-, banded- or permeation gneisses, rich in orthoclase or microcline, commonly surrounded by semi-acid plagioclases. Biotite may be replaced by muscovite or garnet. Staurolite and sillimanite appear as sporadic accessories. Blastomylonitic and blastocataclastic textures are common and indicate the multiple alternation of deformational and crystalloblastic processes, more easily explained by assuming the existence of more than one geotectonic cycle. Similar gneisses are known as Gierałtów and Śnieźnik gneisses in the Sudeten Mts.

The gneisses from the bore-hole at Rzeszotary (WIESER, in press) as well as biotite-garnet schists and two-mica gneisses at Puńców (ŻABIŃSKI, fide KONIOR & TOKARSKI, 1959) are progressively metamorphosed varieties with blastopsammitic or even blastopsephytic textures.

The Pre-Carpathian granulites are very significant not only for comparative studies but also as a stable component of Upper Cretaceous "exotics" accumulations. Their usual microperthite-quartz combination with 1 to 5 per cent of garnet may in some species (gneiss-granulites) be replaced by biotite and acid plagioclase, but only in small amounts. Kyanite, sillimanite and pseudomorphs after cordierite can be found in traces only. Fully comparable rocks are known from the Sudeten Mts and the Saxonian "Erzgebirge."

While amphibolites and amphiboles constitute a substantial portion of drill cores at Rzeszotary (see Fig. 2), they are absent or sporadic as pebbles or heavy minerals in Flisch deposits. The amphibolites from the Rzeszotary locality are truly metamorphosed basic magma sills and volcanoclastic deposits interbedded with coarse-grained, clastic sediments.

Mixed rocks such as migmatites are rarely observed and occur in both the external ranges of the Northern Carpathians.

In view of the foregoing discussion, there is no reason to believe that the crystalline basement of the external part of the Northern Carpathians is a specific alkaline province, contrasting with a calcalkaline one in the south. Numerous specimens of exotic tonalites granodiorites and related rocks in Flysch sediments support the uniformity of petrochemical features. The coexistence of six different groups of granitic rocks in the external zone is readily explained by the normal evolution of magmatic phenomena in the geosynclinal framework and by the alternation of stages in the geomagmatic cycle or cycles. The difference between the two regions consists chiefly in some details of the constitution of the metamorphic mantle, such as the scarcity of amphiboles and amphibolites in the north and the absence of granulites in the south.

REFERENCES

1. Gaweł, A.: Granite aus den Krosnoschichten in der Umgebung von Sanok. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Let., A, 653—664, 1931.
2. Gaweł, A.: Granophyre und Porphyre aus den Flyschkarpaten in der Umgebung von Sanok. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Let., A, 145—158, 1932.
3. Głowacki, E.: Skały egzotyczne z warstw istebniańskich w Jaszkowej w Karpatach Środkowych. — Rocz. Pol. Tow. Geol. **29,** 265—280, 1959.
4. Heflik, W.—Konior, K.: Le teschénite et les granitoïdes métasomatiques dans le forage B 4 près de Bielsko. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. **13,** no. 1, 67—72, 1965.
5. Konior, K.—Tokarski, A.: Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna. — Bull. Inst. Geol. **140,** 7—79, 1959.
6. Kreutz, S.: Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu benachbarten Granitmassiven. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Let., A, 395—448, 1927.
7. Ślączka, A.—Wieser, T.: Łupki z egzotykami z warstw krośnieńskich w rejonie Baligrodu. — Kwart. Geol. Inst. Geol. **6,** 662—677, 1962.
8. Wdowiarz, S.—Wieser, T.: Skały egzotyczne fałdu Grabownicy. — Kwart. Geol. Inst. Geol. **4,** 1001—1015, 1960.
9. Wieser, T.: Crystalline exotic blocks in the Silesian Cretaceous of the Wadowice area. — Rocz. Pol. Tow. Geol. **18,** 106—150, 1948.
10. Wieser, T.: Ofiolit z Osielca. — Rocz. Pol. Tow. Geol. **21,** 319—326, 1951.
11. Wieser, T.: Magmowe i metamorficzne skały egzotyczne z kredy i paleogenu Pienińskiego pasa skałkowego. — Bull. Inst. Geol. **135,** 97—150, 1958.
12. Zoubek, V.: Bázické eruptiva u mezozoiku západného a stredného Slovenska. — Práce Geol. Ust. ČSR, **26,** 1949.
13. Zoubek, V.: Caractéristique de quelques roches cristalophyllonniens et éruptives des galets exotiques des conglomérats sénoniens et paléogènes de Carpathes occidentales. — Knih. Geol. Úst. ČSR, **13a,** 353—358, 1931.
14. Zoubek, V.: Le cristallin des Carpathes tchécoslovaques. — Bull. Soc. Géol. France, Sér. 5, **7,** no. 8, 1937.

О ТОЛЩЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ПОЛЬСКИХ ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ

Т. ВИЗЕР

Резюме

Погребенный кристаллический фундамент Северных Флишевых Карпат может изучаться по данным буровым скважинам (Жешотары, Пунцув, Бъелско) и по галькам и валунам, встречающимся в флишевых отложениях. Эти гальки и валуны происходят,

по-видимому, в основном из предполагаемой кордильеры, разделявшей Силезийскую и Магурскую зоны Карпат. Среди галек чаще всего встречаются эпи- и мезозональные кристаллические породы. В Северных Карпатах также часто встречаются гранулиты, аналогично своим эквивалентам в Судетах и Рудных горах Саксонии. Амфиболиты, широко представленные в породах фундамента в буровой скважине у г. Жешотары, очень редко встречаются среди галек. Синорогенные и посторогенные гранитоиды в основном варисского возраста представлены в гальках тоналитами, адамеллито-гранодиоритами, аляскитами, гранитами, метасоматизированными микроклино-альбитовыми гранитами и габбродиоритами с некоторыми дайковыми породами (пегматиты, аплиты, лампрофиры, сиенитовые и гранитовые порфиры, фельзофиры, гранофиры и диабазы). Вулканические породы редки. Нет никаких оснований полагать, что породы кристаллического фундамента внешней зоны Северных Карпат представляли бы какую-нибудь специфическую провинцию щелочного облика, резко отличающуюся от известковисто-щелочной провинции на юге.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 23—34 (1967)

METAMORPHIC COMPLEXES OF THE CARPATHO-BALKANIC ARCH AND ADJACENT AREAS*

By

M. DIMITRIJEVIĆ
A. GRUBIĆ
B. PETROVIĆ
MINING AND GEOLOGICAL FACULTY, BEOGRAD

V. ALEKSIĆ
COLLEGE OF FORESTRY, BEOGRAD
S. DIVLJAN
INSTITUTE FOR GEOLOGICAL AND MINING INVESTIGATION ETC., BEOGRAD

M. BABOVIĆ
M. KALENIĆ
INSTITUTE FOR GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL RESEARCH, BEOGRAD

The paper represents a brief review of the present knowledge on crystalline complexes in the Serbo-Macedonian median massif (SMM), and in the Carpatho-Balkan orogenic system in Yugoslavia.

The crystalline schists in the SMM can be divided into a lower and an upper complex.

The lower complex is metamorphosed up to amphibolite facies. The rocks are mostly of sedimentary origin. Fine-grained two-mica gneisses and feldspar micaschists are the most frequent types; marble occurs only in the lowermost parts of the complex. Amphibole rocks originating from basic volcanics are distributed throughout the whole complex. Migmatites are frequent but of secondary importance. The thickness of the complex is estimated at about 11 km. The age is considered to be Proterozoic.

The upper ("Vlasina") complex consists of Rifeo-Cambrian sedimentary and volcanic rocks metamorphosed up to the green-schist facies, locally to the albite-epidote-amphibolite facies. The contact toward the lower complex is tectonic, but a phase of folding and metamorphism is considered to separate these two complexes. The para-rocks of the upper complex consist mainly of quartz, chlorite, sericite and albite. Basic magmatism was very intensive (meta-diabases and similar rocks). In the Bukovica-Kruševica zone the upper complex shows two unconformities: (i) between the "metaterrigenous complex of Bukovik", as the lowest one, and the following "meta-volcanogenic-silica complex of Rožanj and Sedi Vrh" and (ii) between the "metaophiolitic-phyllitoid complex of Vrh" (overlying the "complex of Rožanj and Sedi Vrh") and the "meta-argillitic complex". The upper crystalline complex was plutonically metamorphosed in the vicinity of the Vlajna pluton ($450 \cdot 10^6$ years), which intruded the boundary between the lower and the upper complex.

In the Carpatho-Balkanic area (Eastern Serbia) the subdivision of the regionally metamorphosed rocks is the same as in the SMM. The "Getic" and the "Danubic" crystalline schists distinguished by Rumanian geologists could not be recognized as separate formations. Some parts of the upper complex agree in detail with the "Diabase-Phyllitoid Formation" recognized by Bulgarian geologists, but this term is considered among Yugoslav geologists as purely petrologic and without a precise stratigraphic significance. In the uppermost parts of the upper complex archeocyathids were found in marble, so that this complex is regarded as belonging to Rifean and Lower Cambrian.

Around all granitoid intrusives of Eastern Serbia, contact metamorphic aureoles have been observed. They are seldom more than 300—400 m wide, but show a regular zoning. The inner zones are of the amphibolite facies; the outer ones belong to the greenschist facies. Plutonic metamorphism is particularly noticeable where hercynian granitoids occur in the Paleozoic rocks.

* Session of the Commission on Magmatism and Metamorphism of the Carpatho-Balkanic Geological Association.

The Serbo-Macedonian median massif, a geotectonic unit composed of the oldest rocks in Yugoslavia, consists of crystalline schists which occur also in a number of areas of the Carpatho-Balkanic orogenic system. In this paper an attempt is made to synthetize the present knowledge on crystalline schists of these areas, and to point out problems most important for further investigation.

I. Crystalline complexes of the Serbo-Macedonian massif

According to present studies the crystalline rocks of the Serbo-Macedonian massif (SMM) can be divided into a lower and an upper complex. These complexes differ in their original genetic characteristics and degree of metamorphism. Their contact is tectonic and marked by the intermittent profound fault of Vrvi Kobila.

Lower complex

This complex constitutes the core of the SMM and is exposed from Juhor and Stalać through Jablanica and Pusta Reka to the Bujanovac area.

Of a thickness known so far of more than 11 km, the complex consists of sedimentary and some igneous rocks that underwent polyphase metamorphism. Fine-grained two-mica and biotitic gneisses (in the lower series) and leptinolites — feldspar micaschists (in the upper, thickest series) are the most frequent petrological types. Of the feldspars, oligoclase and andesine are dominant in these rocks, while microcline is associated mainly with migmatization phenomena. Of the typical metamorphic minerals disthene and staurolite are developed with sillimanite in the lower series, which as a whole corresponds in metamorphism to the amphibolite facies (to the sillimanite-almandinite subfacies in the lower, to the staurolite-disthene subfacies in the upper part of the complex). In most part of the column fine-grained gneisses alternate with leptinolites, both laterally and vertically.

Apart from a few exceptions, the coarse-grained gneisses are migmatitic in origin, homogeneous with eyed, banded or amygdaloid structure. They are intensively developed in the Vlajna dome and some other mostly tectonically predisposed areas, although as a whole they are of secondary importance.

The complex also contains pararocks such as marbles, quartzites and micaschists. The marbles (silicaceous and dolomitic) are almost exclusively associated with the Vidovica series. Only a few marble lenses of decimeter to meter size were found outside this series. Quartzites and true micaschists are rare and occur in small lenses.

Basic rocks metamorphosed into amphibole schists and gneisses are the most frequent orthorocks. These are mostly concordant lenses 0.1 to 10 m in thickness, less often discordant bodies scattered over the entire column of the complex with locally higher concentrations. Relics of the original structures

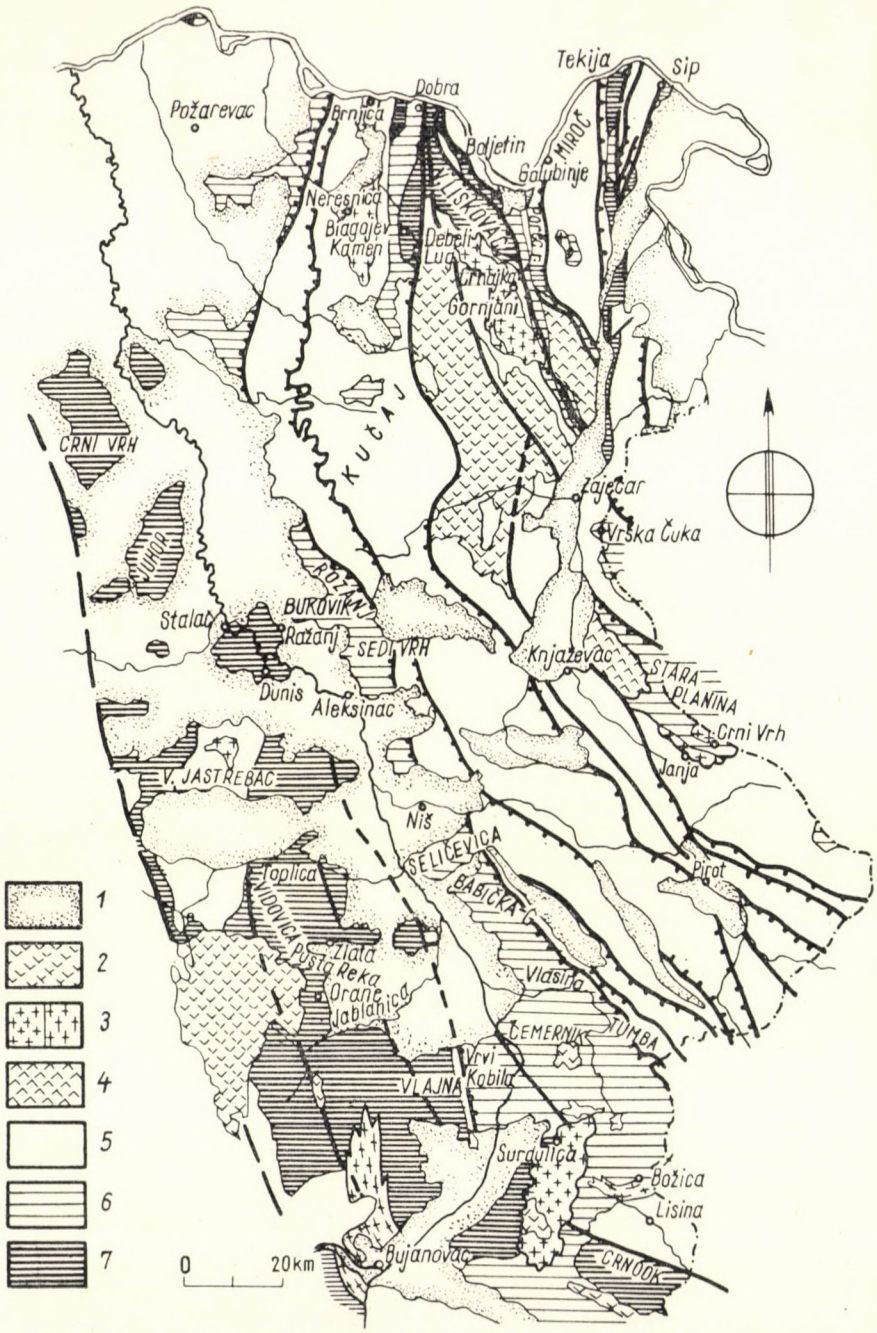


Fig. 1. Distribution of metamorphic complexes in the Carpatho-Balkanic arch and in adjacent areas of Yugoslavia. 1. Alpine molasse and Quaternary; 2. Alpine volcanics; 3. Granites, post- (or late-)orogenic and synorogenic; 4. Gabbro, 5. Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks; 6. Upper metamorphic complex; 7. Lower metamorphic complex By A. GRUBIĆ (eastern Serbia), M. DIMITRIJEVIĆ and B. PETROVIĆ

and minerals as well as their chemistry show that in the lower parts of the column these rocks are metamorphic derivatives of ultrabasic rocks (relics of olivine, higher pyroxene content), while in the middle and upper parts of the column there are normal basic rocks, sometimes with relics of ophitic fabric. Transitional types between amphibole rocks and biotite gneisses (biotite-amphibole gneisses) which probably originated of mixed volcanic-sedimentary material are also present.

Apart from these synsedimentary basic rocks several thin veins of highly weathered diabase cutting fully preformed structures are also exposed in the Vlajna dome. The veins are not metamorphosed and are probably associated with Mesozoic basic magmatism.

The orthorocks of granitoid origin are present in the phacolith of Zlata and the interformational intrusive of Vlajna. These are typical, coarse-grained and homogeneous orthogneisses which in contrast to macroscopically similar homogeneous migmatites do not contain large amounts of microcline. The absolute age of the Vlajna pluton has been established at about $450 \cdot 10^6$ years.

The large composite granitoid pluton of Bujanovac is intruded into the lower complex in the broader vicinity of Bujanovac. The major part of the pluton is concordantly intruded into schists, its minor part being generated *in situ* by the granitization of adjacent rocks. The absolute age of this pluton has been measured as $334 \cdot 10^6$ years (DIMITRIJEVIĆ, 1958). Strong migmatization of its vicinity and injection of a rather large number of pegmatitic veins is associated with its intrusion.

The column of the lower complex was studied in the area of the Orane anticlinorium whose axis plunges SSE (DIMITRIJEVIĆ, 1959, 1963). Above on unknown basement the following series were here recognized:

— Series of fine-grained gneisses and quartzites, metamorphosed to the sillimanite-almandinite subfacies. Over 1000 m in thickness.

— The Vidovica series, metamorphosed to the sillimanite-almandinite subfacies. Marble constituting more than 50% of the upper part of the series is the main petrological characteristic. Apart from common and dolomitic marbles, the series contains fine-grained gneisses and leptinolites, micaceous quartzites and lenses of amphibole-pyroxene rocks (sometimes with olivine). The series is over 1500 m thick.

— A series over nine kilometer thick, without marble, metamorphosed to the disthene-staurolite subfacies. The lower part of the series mostly contains fine-grained gneisses, the upper leptinolites. Lenses of metabasic rocks are found throughout the series; their basicity decreases upward. Marble occurs only in several small lenses. The topmost parts of the series, in the Bujanovac massif, contain iron deposits. The roof of the series is unknown.

This is a comparatively rough division since transitions between series are gradual. No breaks in sedimentation were established.

Rocks of the lower complex are folded into linear folds whose axes plunge gently towards the SSE from Toplica to beyond Jablanica to acquire an even more gentle dip with a turn first towards the south and then (in the southern part of the Bujanovac massif) towards the ESE. The Orane anticlinorium is the central structure. It can be traced as an integral form from Toplica almost as far as the northern margin of the Bujanovac pluton over a distance of more than 50 km. Further south the Orane anticlinorium and the synclines at its wings were altered by the intrusion of the Bujanovac massif.

The Vlajna dome, which by its tectonic style differs from other parts of the core of the SMM, occurs between linear folds accompanying the Orane anticlinorium, and the Vlasina complex. However, the lineation in this dome is of the same direction as in the linear folds so that the formation of the dome occurred after the main phase of the formation of the structure. Dome-like structures intensively involved in migmatization processes of the injection and diffuse types are also exposed in the Stalać area.

The core was consolidated in several phases. The main phase of folding and metamorphism took place before the deposition of the Vlasina complex ("the pre-Vlasina phase", DIMITRIJEVIĆ, PETROVIĆ, CVETKOVIĆ, in press; DIMITRIJEVIĆ, ČIRIĆ, 1966). Intrusion of the syntectonic plutonics of Vlajna and Zlata marks the second reliably established phase; the third phase of consolidation is manifested by the intrusion of the Bujanovac granitoids. Migmatization also occurred in several phases the earliest of which preceded the sedimentation of the Vlasina complex, whereas the late ones are associated with the intrusion of the Bujanovac pluton. ALEKSIĆ and KALENIĆ (1966) regard migmatization in the course of the "East-Serbian phase" (between Cm_1^1 and Cm_2) as possible. According to PAVLOVIĆ (oral communication) the migmatization of STALAĆ is $600 \cdot 10^6$ year old. ALEKSIĆ and KALENIĆ (1966) assign the formations of the Juhor zone to the Moldanubic structural stage.

Alpine deformations of the core of the SMM are almost exclusively represented by fractures. Longitudinal fracturing started as early as the intrusion phase of the Vlajna pluton and continued during the intrusion of the Bujanovac massif. These dislocations were later rejuvenated with local retrograde metamorphism. Mylonites and phyllonites accompany large dislocations, and are particularly well developed in the Vrvi Kobila zone.

Rocks which in their metamorphic facies correspond to schists of the lower complex are exposed in the Crnook dome (MARIĆ, MARTINOVIĆ, 1957). In contrast to the core of the SMM, these rocks (the "Jarešnik series") contain a high percentage of orthoschists (up to 40—70%); their feldspar is largely albite. Paraschists are represented by biotitic leptinolites and gneisses which in the upper parts of the series reveal an undoubtedly metapsammitic origin. Amphibolic and amphibolitic schists very frequently compose elongated lenses. As acid orthoschists let us mention the most frequent concordant (less often

discordant) muscovite gneisses and schistose metaaplitoids and metapegmatites; biotite orthogneisses are not so frequent. Migmatization phenomena are abundant and varied (VUKOVIĆ, 1955) and are spatially associated with the biotite granites of Jarešnik.

A complex of amphibolites, micaschists and carbonatic rocks is developed on Crni Vrh and Juhor. The problem where to place these rocks in the metamorphic complex of the SMM has so far remained unsolved; they possibly represent a separate geosynclinal system.

According to recent data (DIMITRIJEVIĆ, ČIRIĆ, 1966), part of the crystalline rocks of Veliki Jastrebac, which have so far been regarded as "crystalline schists of group I", represent an Upper Cretaceous Flysch metamorphosed by a plutonic intrusion. A portion of these rocks is possibly Tertiary.

Upper complex

This complex is exposed between the core of the SMM (built up of rocks of the lower complex) and the Carpatho-Balkanic arch, in the area between Bukovik and Rožanj towards the SSE and through the Vlasina drainage system towards Macedonia.

The upper or the Vlasina complex consists of polymetamorphic rocks of the green-schist facies, locally also of the albite-epidote-amphibolite facies (Čemernik anticlinorium). Almost all the series of this complex are of sedimentary-volcanic origin.

The upper complex largely consists of quartz, chlorite, muscovite or sericite, albite and epidote in variable ratios with smaller amounts of calcite, actinolite, locally of other minerals. Albitic-chloritic-muscovitic schists are most widespread; after them follow albitic-chloritic, muscovitic-chloritic, and chloritic-sericitic schists, albite gneisses, epidote-actinolite schists, albitites and chloritic schists. Quartzites are rare. Carbonatic rocks have been found only in the metaargillite complex which, according to ALEKSIĆ and KALENIĆ, represents the top of the upper complex.

Basic magmatism was very intense during the formation of the upper complex. It is represented by submarine volcanics, mostly diabases and diorite-porphyrites, and their pyroclastic equivalents. Acid volcanism is represented by keratophyres and quartz keratophyres mostly exposed in the "metaophiolitic-phyllitoid complex". The age of basic lamprophyres and reddish albitophyres, also occurring in regions further north, has not so far been determined. It is assumed that these rocks are part of the magmatism of this cycle. Small masses of serpentine found in the schists of the upper complex occur everywhere in typical tectonic contact.

Although the thickness of the upper complex cannot be precisely determined because of the highly complicated structure, it is estimated at 3—6 km.

According to ALEKSIĆ and KALENIĆ, the succession of series in the Bukovik-Kruševica zone is the following (from the bottom upward):

1. Metaterrigenous complex of Bukovik. It is built up of white albitic-muscovitic-quartzitic schists and albitic-muscovitic-chloritic schists which in the lower part of the column contain intercalations of epidote-amphibolite, in the upper part rare intercalations of green chloritic-albitic schists. Muscovite-oligoclase gneisses with garnet retrogradely altered into chlorite were observed in the lower part. In the upper parts of the column, porphyroblastic schists with albite, muscovite, and chlorite are dominant.

2. The metavolcanogenic-silica complex of Rožanj and Sedi Vrh is built up of chloritic-muscovitic-albitic-quartzitic schists, — UROŠEVIĆ's quartz phyllites (1928) —, jaspilitic quartzites and chloritic-albitic schists with rare occurrences of metadiabase-porphyry. Microslides from the lower part of the column showed fragments of muscovite-plagioklase gneisses (or perhaps muscovitic-albitic schists). On this basis the above authors assume a hiatus between this bundle and the metaterrigenous formations of Bukovik, associating it with the pre-Baikalian-Moldanubic orogenic cycle.

3. The metaophiolitic-phyllitoid complex of Vrh consists of metabasic rocks, chloritic-albitic schists of tuffaceous origin, and chloritic-sericitic-quartzitic schists of sedimentary origin. This is a volcanogenic-sedimentary complex deposited in relatively shallow-water environment. There is a gradual transition between this and the preceding unit.

4. The metaargillitic complex unconformably overlies the preceding units. It is built up of grayish green chloritic-sericitic schists, black, slightly graphitic schists, and bluish tectonized marbly limestones with rare occurrences of green chloritic-albitic schists. Brecciocongloмerates with relicts of quartz, crystalline schists of low degree of metamorphism and lydite are exposed in the basal part; basic lamprophyres of unknown age are exposed in the upper parts.

The succession in the Vlasina drainage system is (from the bottom upwards):

1. Series of albitic-chloritic gneisses. These rocks, over 500 m thick, are almost massive and contain a high percentage of albite.

2. Series of albitic-chloritic schists grading to the north into sericitic-chloritic-albitic schists. The series is over 1000 m thick.

3. Series of chloritic schists with some sericite. In most of the area, the series is homogeneous in composition, consisting mainly of metabasic rocks with locally preserved ophitic fabric, and containing iron deposits. The amount of sericite may increase laterally. The series has no pronounced specific characteristics. It is about 400 m thick.

4. Series of sericitic-chloritic schists grading laterally into albitic-chloritic-sericitic schists. It contains metasandstones with blastopsammitic structure and rare lenses of chloritic schists. It is exposed in the core of the Južna Morava synclinorium and is the youngest in this area. About 800 m thick. Roof unknown.

Crystalline rocks of the upper complex were progressively metamorphosed under the action of younger plutonics. The most important areas in which these phenomena occur are the zones east of the Vrvi Kobila dislocation (between Vlajna and the Južna Morava valley) and the Božica area.

East of the Vrvi Kobila dislocation the rocks of the upper complex have been plutonically metamorphosed to the amphibolite facies in a zone of 1 to 3 km width. In this zone, rocks of the aluminous sequence have changed into biotitic (less often bimicaceous) gneisses with oligoclase, albite-oligoclase, and traces of porphyroblastic albites. In these rocks, microcline is a neosome replacing plagioclases (especially albites). Greenschists of the upper complex were altered into amphibole gneisses and schists.

Rocks in the Božica area were progressively metamorphosed in the zone enriched by granitoid rocks deriving from a quartz dioritic magma, feldspatized and granitized, and locally difficult to distinguish from foliated granitoids. They are represented by bimicaceous gneisses with chlorite and feldspars (albite and less often microcline).

Retrograde metamorphism is manifest in zones of dislocation. In this respect the Vrvi Kobila zone, in which progressively metamorphosed rocks of the Vlasina complex are mostly mylonitized and phyllonitized in a width of 3 km, is typical.

The structure of the upper complex is characterized mainly by linear folds; triclinic symmetry prevails only in the Božica zone. North of the Surdulica massif the central fold is the Južna Morava synclinorium whose axis is gently inclined towards the south. The axis of this synclinorium is at the same time the axis of vergence of the SMM. West of the axis, an anticline overturned to the west is thrust over the granitoid pluton of Vlajna. The Čemernik anticlinorium with its complex structure lies east of the axis and continues laterally into folds thrust eastward over Paleozoic and younger formations in the zone of the Tumba overthrust.

According to the very recent data (autumn 1966; N. PANTIĆ, M. HERCEGOVAC and M. DIMITRIJEVIĆ,) the Vlasina complex is of Rifeo-Cambrian age. This opinion is based on the finds of Protoleiosphaeridium cf. conglutinatum Tim., Protoleiosphaeridium sp., Stenozonoligotriletum sp., Stenozonoligotriletum sokolovi Tim., Stenozonoligotriletum cf. validum Tim., Trachyoligotriletum magnum Tim., Simplassosphaeridium cf. subcoalitum Tim. Baltysphaeridium cf. trifurcatum Eisen in the rocks of this complex. Peculiarly enough, seemingly in the entire area of the Crnook dome the semimetamorphic rocks of Lisina, in which an Ordovician fauna was found (PAVLOVIĆ, 1962), lie between the rocks of the lower and the upper complex, with gradual transitions towards the upper complex.

II. Crystalline complexes of Eastern Serbia

Present in several zones, the regional metamorphic rocks of Eastern Serbia can also be divided into two complexes. This division is not identical with the division into "crystalline schists of group I and II" since the "schists of group II" largely represent Paleozoic formations. Stratigraphy is roughly the same as in the SMM. It is important to note that no "Getic" and "Danubic" crystalline schists could be recognized in Eastern Serbia; rocks which according to Rumanian geologists are typical of the Geticum are widespread also in the zones which represent a direct extension of "Danubic" schists from Rumania. Granitoids which are considered typical of the Danubicum have no more than a limited spread and that only in some of its zones. On the other hand they are rather abundant in the Sip zone, which is allegedly part of the Geticum.

Regionally metamorphosed rocks

Lower complex

Rocks of this complex occur in the zones west of Dobra (the zones of Debeli Lug, Veliki Liškovac, Boljetin, Golubinje, Planinica, Tekija and Sip).

The lower complex is built up of gneisses, micaschists, amphibolites, less often of marble, all metamorphosed to the amphibolite facies. The base of the complex consists of leptinolites and micaschists; other rocks are intercalated in the form of lenses of varying size. Orthorocks (massive amphibolites, granitoid and aplitoid gneisses) are not rare but form only small bodies. Garnet, disthene, less often staurolite, occur in paraschists.

Migmatites have wide distribution in some zones. Banded, lenticular, eyed, and irregular types of migmatites were observed. Two generations are distinguished: the older with white and the younger with red feldspars. In the Boljetin area the migmatites with red feldspars clearly traverse the older generation containing white feldspars.

The lower complex has been assigned a Proterozoic age. These rocks must have been regionally metamorphosed at least down to the green-schist facies (probably even deeper) before the upper complex had been formed. Later on they were again exposed to regional-metamorphic processes along with the upper complex, but the extent of these change cannot be established now.

Upper complex

Rocks of this complex occur in the core of the Kučaj anticline, in the Dobra-Blagojev Kamen zone, in the Crnajka syncline, in the zones of the Porečka Reka and Tekija, and in the cores of the Miroč, Vrška Čuka, and Stara Planina anticlines.

The rocks of the upper complex (various types with quartz, albite, chlorite, sericite, epidote and calcite) have been metamorphosed to the green-schist facies. Rocks with a high percentage of chlorite (the "green complex") are most widespread. Marble is less frequent. Metadiabases and metagabbros in masses up to 150 m thick are a specific feature.

In the Blagojev Kamen zone, the upper complex also contains migmatites. These are green schists mixed with granitoid material containing red feldspars (younger generation of migmatites). These rocks are associated with an old zone of faulting.

Some parts of the complex agree in detail with the diabase-phyllitoid formation in the stratotype locality. According to recent research it seems that apart from this series it will be possible to recognize a few more separate formations in the upper complex, such as e.g. series with a high percentage of black shales, marbles, etc.

Schists of the Yugoslav portion of the Stara Planina mountain correspond on the whole to the Diabase-Phyllitoid formation of Bulgarian geologists. Three belts can clearly be distinguished of which the central ("Crni Vrh series") has been studied in greatest detail. This series has the characteristics of the Diabase-Phyllitoid formation, metamorphosed to the green-schist facies. In the roof of the granitoids of Janja and Radičevo, the formation is metasomatically altered into micaceous and amphibolic migmatites of amphibolitic facies. The Inovo series which accompanies the southern periphery of the Janja granite differs from the Crni Vrh series by a lower degree of metamorphism. It consists of arkosic metasandstones and metaconglomerates, also of slates in its upper portion. Although there is no paleontological evidence, this series is mostly assigned a Silurian age.

A narrow zone of schists resembling a typical Diabase-Phyllitoid formation, extends along the eastern periphery of the granitic massif of Suvi Do up to the Yugoslav-Bulgarian frontier. On Yugoslav territory no evidence has been found in this zone to support the view of Bulgarian geologists (DIMITROVA) on the dioritization of diabases under the influence of the Belogradtchik granite.

The finding of archaeocyathids (KALENIĆ, 1966) in marble in the upper parts of the succession near Crnajka is of special importance for the age of the upper complex. On the basis of this found it is considered that the upper complex is Rifean to Lower Cambrian. There is no doubt that the age problem of the upper complex can be solved only by comparative observation of this complex in the eastern Serbian crystalline masses and in the Serbo-Macedonian massif.

According to present evidence, metamorphism of this complex is associated with the Baikalian cycle, since Ordovician, Silurian and Devonian sediments show only slight metamorphic changes and contain material redeposited from the metamorphic rocks of the upper complex.

Rocks of the lower and the upper metamorphic complex were retrogradely metamorphosed in broad dislocation zones. The most pronounced of these is the zone of diaphthorites in the lower complex of the Porečka Reka. The zone is exposed for a distance of about 10 km and a width of up to 800 km.

Contact-metamorphic rocks

Plutonic contact-metamorphic aureoles accompany all granitoid intrusives of Eastern Serbia. Although seldom more than 300—400 m wide they still show a regular zoning. Fine-grained gneisses occupy the contact, followed by micaschists and amphibolites. A gradual decrease in the intensity of metamorphism can be observed at many points; it is particularly well studied on Stara Planina. These contact aureoles are distinctly noticeable where granitoids are intruded in Paleozoic rocks. Whenever granitoids occur in the rocks of the upper complex, their metamorphic influence can hardly be recognized.

The largest masses of contact-metamorphic rocks are associated with granitoids of Hercynian age. They were intruded into various rocks. In the zones of Vrška Čuka, Stara Planina and Miroć they penetrated the rocks of the upper crystalline complex and metamorphosed them progressively to the amphibolite facies. The granitic masses of Brnjica and Neresnica penetrated Ordovician sediments, while the Gornjani massif intruded Silurian formations. The inner zone of schists of amphibolite facies and the outer zone of greenschist facies is distinctly noticeable in their metamorphic aureoles. There are gradual transitions between rocks of these facies as well as between them and the surrounding sediments.

REFERENCES

Aleksić, V.: Neka prethodna zapažanja o proterozojskom metamorfnom kompleksu Bukovika i Rožnja, Zapisnici SGD za 1963. godinu, 95—104, 1963.

Aleksić, V.: Petrološka i strukturna studija kristalastih škriljaca Bukovika i Rožnja. Doktorska disertacija (not printed), 1965.

Aleksić, V.—Kalenić, M.: Prethodni rezultati ispitivanja nekih formacija kristalastih škriljaca niskog stupnja metamorfizma u Srbiji. Zapisnici SGD za 1958. godinu, and Glasnik Prirodnjačkog muzeja, A, **14—15**, 125—137, 1961.

Aleksić, V.—Kalenić, M.: Osnovne crte sedimentacije, magmatizma i tektonskog razvića centralne i istočne Srbije. Referati VI savetovanja geologa SFRJ, Ohrid, **1**, 96—130, 1966.

Dimitrijević, M.: Geološki sastav i struktura bujanovačkog granitskog masiva. Rasprave ZGGI NRS, Beograd, **7**, 1958.

Dimitrijević, M.: Osnovne karakteristike stuba Srpsko-makedonske mase. I simpozijum SGD (not printed), 1959.

Dimitrijević, M.: Sur l'âge du métamorphism et des plissements dans la masse Serbo-macédonienne. VI-ème Congress Assoc. géol. Carpatho-Balkanique, Krakow, Résumés des communications, 51—52, 1963.

Dimitrijević, M.—Čirić, B.: Tektoničeskoe stroenie Serpsko-Makedonskogo massiva. Geotektonika, **5**, 32—41, 1966.

Dimitrijević, M.—Pantić, N.: Beleška o nalasku mikroflore rifejsko-kambrijskog kompleksa u oblasti Vlasine. Zapisnici SGD za 1966. godinu (In press).

Kalenić, M.: Beleška o kristalinu Osanice u istočnoj Srbiji. Zapisnici SGD za 1962. godinu, 39—41, 1962.

KALENIĆ, M.: Prvi nalazak donje kambrije u istočnoj Srbiji. Zapisnici SGD za 1966. godinu, (in press) 1966.
KALENIĆ, M.: Neka razmatranja posle otkrića donje kambrije u istočnoj Srbiji. Zapisnici SGD za 1966. godinu. In press.
MARIĆ, S.—MARTINOVIĆ, D.: Geološke prilike izmedju Bosiljgrada i Pčinje. Vesnik ZGGI, **13,** 77—90, 1957.
PAVLOVIĆ, P.: O nekim inartikulatnim brahiopodima u metamorfnim stenama kod Bosiljgrada (jugoistočna Srbija) i o značaju ovog nalaska. Geol. anali Balk. poluostrva, **29,** 99—100, 1962.
SIKOŠEK, B.—RISTIĆ, M.—DIVLJAN, S.—ANTONOVIĆ, A.: Geologičesko-tektoničeskie sootnošenija, magmatizm i metalogenija Staroj Planini. V Sézd Karp. Balk. assoc., Nauč. soobšč. Bukurešt, **IV,** 5, 209—227, 1963.
UROŠEVIĆ, S.: Bukovik i Rožanj. Studija terena kristalastih škriljaca. Geol. anali Balk. poluostrva, **9/2,** 87—108, 1928.
VUKOVIĆ, M.: Pojave anateksita u oblasti Bosiljgrada. Zapisnici SGD za 1955. godinu, 263, 1955.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ДУГИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

М. ДИМИТРИЕВИЧ, А. ГРУБИЧ, Б. ПЕТРОВИЧ, В. АЛЕКСИЧ, С. ДИВЛЯН, М. БАБОВИЧ, и М. КАЛЕНИЧ

Резюме

Статья представляет собой краткий обзор современных сведений о кристаллических комплексах в Сербско-Македонском массыве (СММ), как центральном массиве, и в Карпато-Балканской орогенной системе в Югославии.

Кристаллические сланцы в СММ можно разделить на нижний и верхний комплексы.

Нижний комплекс метаморфирован до амфиболитовой фации. Породы, главным образом, осадочного происхождения. Мелкозернистые — с обеими слюдами — гнейсы и полевошпатовые слюдяные сланцы являются наиболее частыми типами; мраморы встречаются только в низах толщи. На протяжении всего комплекса встречаются породы, происшедшие из основных вулканитов. Мигматиты часты, но имеют второстепенное значение. Мощность комплекса около 11 км. Предполагают, что возраст комплекса протерозойский.

Верхний («Власинский») комплекс состоит из рифейско-кембрийских осадочных и вулканических пород, метаморфированных до фации зеленых сланцев, местами вплоть до альбитоэпидотоамфиболитовой фации. Контакт с нижним комплексом тектонический, но считают, что между образованием обоих комплексов имела место фаза горообразования и метаморфизма. Пара-породы верхнего комплекса состоят главным образом из кварца, хлорита, серицита и альбита. Основной магматизм был весьма интенсивным (мета-диабазы и подобные породы). В районе Буковика и Крушевицы верхний комплекс обнаруживает два несогласия: первое — между «мета-терригенным комплексом горы Буковик», как наиболее низким, и «мета-вулканогенно-кремнистым комплексом гор Рожань и Седи Врх» и второе — между «мета-офиолито-филлитоидным комплексом горы Врх» (залегающим над комплексом гор Рожань и Седи Врх) и «мета-аргиллитовым комплексом». Верхний кристаллический комплекс плутонически метаморфирован около плутона горы Влайна ($450 \cdot 10^6$ лет), который был внедрен по границе между нижним и верхним комплексами.

В Карпато-Балканской области (Восточная Сербия) деление регионально-метаморфированных пород на комплексы то же, что и в СММ.

«Гетские» и «дунайские» кристаллические сланцы румынских геологов здесь неразличимы между собой. Некоторые участки верхнего комплекса совпадают до деталей с «диабазо-филлитоидной формацией» болгарских геологов, но такое название югославские геологи считают чисто петрологическим, не имеющим более четкого стратиграфического значения. В наиболее высоких участках верхнего комплекса обнаружены в мраморах археоциатиды, вследствие чего полагают, что комплекс имеет рифейско-нижнекембрийский возраст.

Вокруг всех гранитоидных интрузивов Восточной Сербии наблюдаются контактово-метаморфические ореолы. Они редко шире 300—400 метров, но обнаруживают зональную закономерность. Внутренние зоны соответствуют амфиболитовой фации, в то время как внешние соответствуют фации зеленых сланцев. Плутонический метаморфизм особенно заметен там, где герцинские гранитоиды появляются в палеозойских породах.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 35—47 (1967)

ESSAI SUR L'ÉVOLUTION DE LA MASSE SERBO-MACÉDONIENNE*

Par

M. D. DIMITRIJEVIĆ

FACULTÉ DES MINES ET DE LA GÉOLOGIE, BEOGRAD

et

B. ČIRIĆ

INSTITUT POUR LES RECHERCHES GÉOLOGIQUE ET GÉOPHYSIQUES, BEOGRAD

Le massif serbo-macédonien est une masse cristalline médiane allongée, se trouvant entre le rameau septentrional et méridional de l'orogène alpin, bornée latéralement par des zones de failles profondes. Sa bordure occidentale se transformait au cours du temps, de sorte qu'on y peut aujourd'hui distinguer deux limites: une externe et une interne. Au point de vue structural, la zone entre ces deux limites est profondément transformée et intégrée dans la zone du Vardar. Le bord oriental fait une zone de schistes cristallins chevauchant sur les formations paléozoïques et mésozoïques de la Serbie orientale ou sur le massif de Rhodope. Au Nord, la partie finale est fortement subsidée et recouverte par des sédiments récents; il est à souligner que les couches du Mésozoïque récent sont facialement semblables à celles du même âge des Pré-Apussins du Banat et de certaines parties de la zone du Vardar.

La première consolidation du noyau du massif serbo-macédonien a eu lieu après le dépôt du «complexe inférieur» dont l'épaisseur dépasse 11 km («phase pré-vlasinienne»). Après cette consolidation, les aires géosynclinales avaient subi un déplacement latéral, et un complexe volcanogène-sédimentaire («complexe supérieur» ou «complexe de Vlasina») était formé. L'âge de ce complexe est, d'après notre opinion, protérozoïque supérieur. Le cisaillement longitudinal du massif avait commencé avant le Paléozoïque. Durant le Paléozoïque et le Mésozoïque, les aires géosynclinales, limitant le Massif, avaient des développements différents. Le Massif, lui-même différencié en blocs longitudinaux, s'était soulevé. Le chevauchement de ces parties bordières s'était effectué au Mésozoïque, le plus tard au Miocène moyen. La transgression santonienne avait partiellement inondé le Massif, et au Miocène avait commencé un découpage du Massif en blocs transversaux.

La masse serbo-macédonienne, séparant sur l'étendue de la Yougoslavie (en partie de la Bulgarie et de la Grèce) l'édifice alpin orogénique septentrional du celui méridional, est un massif médian allongé et relativement étroit. Au cours de ces dernières cinquantaines d'années elle était beaucoup moins étudiée que les zones orogéniques qui l'entourent, de telle façon que jusqu'ici on n'a fait des levées que dans sa partie médiane. Les travaux, sur la partie septentrionale de la masse, sont presque exclusivement pétrographiques et ceux sur la partie méridionale ne concernent que des districts particuliers. Il en résulte que les données obtenues jusqu'à présent ne peuvent encore être présentées sous une synthèse définitive, et l'image que l'on peut en présenter reste préliminaire.

* Colloque international sur la tectonique de la région plissé alpin de l'Europe et de l'Asie Mineure, Tbilissi, 1965.

Limites de la masse serbo-macédonienne

Comme une unité géotectonique particulière, la masse serbo-macédonienne est appelée sous ce nom par le premier auteur en 1959. Les limites longitudinales de la masse sont différemment développées. À l'Ouest la masse serbo-macédonienne s'adosse à la zone du Vardar et ses limites ont varié au cours de l'évolution géologique. La limite occidentale externe (Fig. 1), ayant ce même rôle au cours du Paléozoïque ou déjà plus tôt, commence à peu près aux environs orientaux de Belgrade et passe le long des versants orientaux des montagnes Gledićke planine (ANDJELKOVIĆ, 1956), par Gnjilane, Titov Veles, Kavadarce et le Golfe de Salonique. La limite occidentale interne déterminant aujourd'hui la limite structurale de la masse serbo-macédonienne et de la zone du Vardar, n'est pas encore fixée dans sa partie septentrionale. Dès Toplica vers le Sud, elle suit la vallée de la rivière Arbanaška reka (PETROVIĆ, sous presse), passe par le massif andésitique de Lece, la dislocation de Tupale (DIMITRIJEVIĆ, 1957, 1958) et puis par la région volcanique de Kratovo-Zletovo, et Strumica (MAKSIMOVIĆ et SIKOŠEK, 1954). Plus loin la limite passe vraisemblablement par Kilkis et la Golfe de Kassandra.

Au cours du Paléozoïque, et surtout au cours de l'évolution alpine, la région entre les limites occidentales externe et interne a été profondément remaniée et entassée dans la zone du Vardar.

La limite orientale de la masse est marquée par le chevauchement des schistes cristallins sur les formations paléozoïques et en partie celles plus récentes de la Serbie orientale ou (plus au Sud) sur les schistes cristallins de la masse des Rhodopes. C'est la dislocation de Rožanj-Bovan de GRUBIĆ et ANTONIJEVIĆ (1962), sur le territoire de la Yougoslavie. À partir de la frontière yougoslavo-bulgare jusqu'à la vallée de Struma, au Sud-ouest de Kjustendil, la limite n'est représentée ni par la dislocation de Penkovo ni par la nappe de Poletince (BONČEV 1963, BONČEV et coll. 1960). D'après nos observations, dans le cadre de la nappe charriée de Penkovo il existe entre les schistes cristallins à l'Ouest et les sédiments «ordoviciens» à l'Est un net rapport tectonique qui correspondrait à la limite de la masse serbo-macédonienne. BELEV (1963) souligne également ce rapport tectonique. La prolongation de la limite orientale est marquée, dans la vallée de la Struma, par la mylonitisation, les phénomènes de l'activité volcanique et postvolcanique, et par l'activité séismique (JARANOV 1960 et d'autres). Dans ce district, JARANOV a donné d'intéressantes et importantes contributions, cependant ses considérations sur la prolongation de la fracture de Struma sur l'étendue de la Yougoslavie ne sont pas acceptables.

Les parties de l'extrême sud de la limite orientale de la masse serbo-macédonienne ont été décrites par KOCKEL et WALTHER (1965), comme une dislocation inverse qu'ils appellent la «Strimonlinie». Le travail de ces auteurs a porté d'importantes données sur la partie méridionale de la masse serbo-

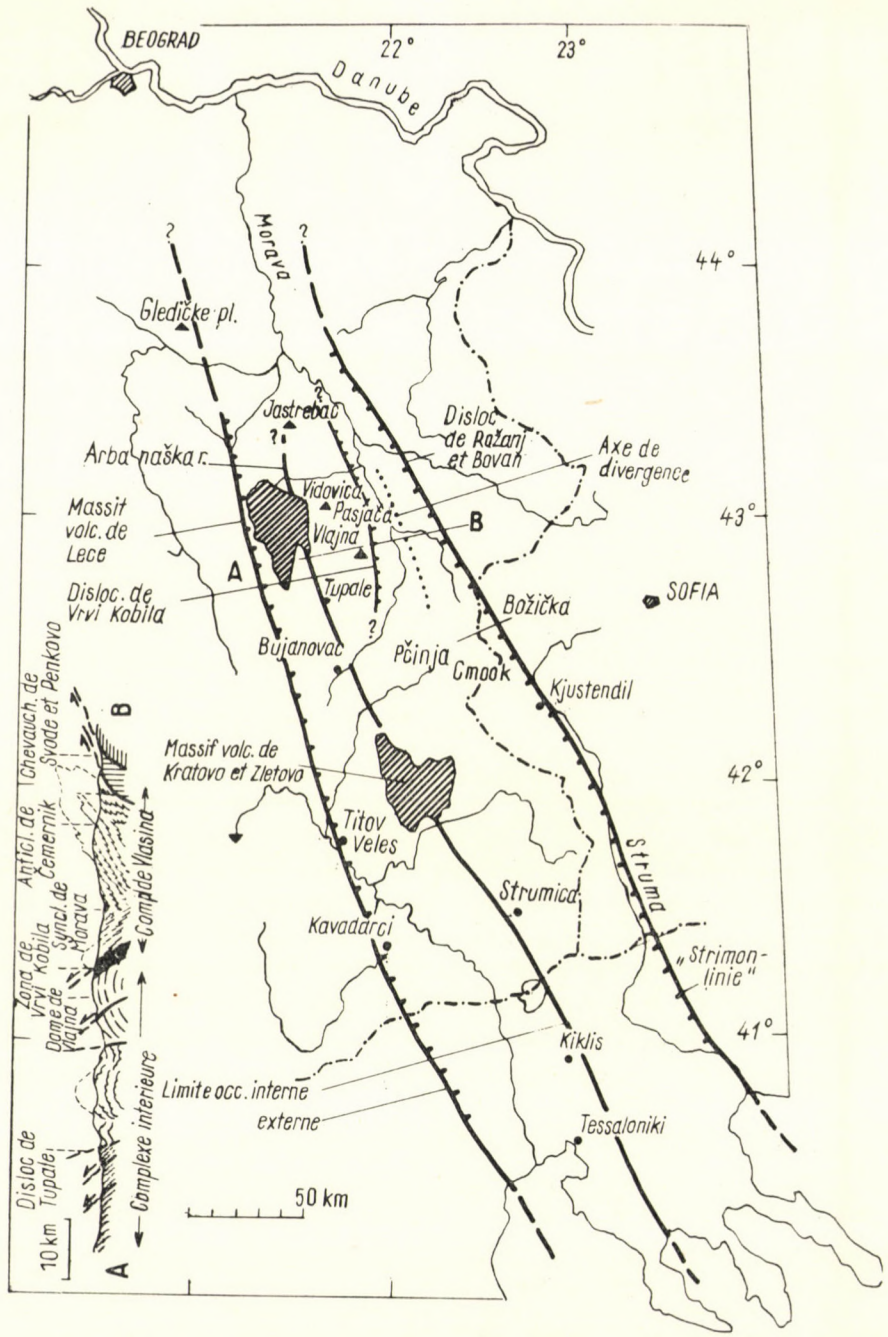


Fig. 1. Schéma de la masse serbo-macédonienne, avec un coup caractéristique

macédonienne en Grèce, mais pour y évaluer les conclusions régionales, il manque encore une synthèse plus complexe des données des trois pays voisins.

Les divers auteurs donnent des appellations différentes à certains (d'ailleurs très nombreux) dislocations, failles et chevauchements de la limite orientale. Il est bien difficile de distinguer avec une exactitude lequel des termes employés concerne un certain type de dislocations et parmi ces dernières-ci lesquelles ont été mises en relation, chez les auteurs. Pour cette raison, nous employons le terme «zone de chevauchement de la bordure orientale» de la masse serbo-macédonienne, car c'est en effet une zone profonde instable à fréquentes dislocations. Ce terme ne correspond pas aux «Kraištides» de BONČEV (1936, 1958), qui sont différemment interprétés en ce qui concerne l'âge, l'intérêt géotectonique et l'espace qu'ils occupent.

Dans le cadre de «la zone du chevauchement de la bordure orientale», la dislocation inverse entre le cristallin et les formations plus récentes, ne représente donc qu'un seul chevauchement se différenciant de ceux voisins de la zone par son intensité et son intérêt comme limite interformationnelle.

Au Nord de la masse serbo-macédonienne se trouve le bassin pannonique, dont le substratum est constitué de formations géosynclinales, avec quelques noyaux des schistes cristallins (ČIRIĆ, 1960, 1963). Le passage entre ces deux masses n'est pas simple. Dans le mésozoïque supérieur, et c'est pour le temps le terme le plus âgé que peut être sûrement suivi, le passage entre la masse serbo-macédonienne et la région complexe pannonique était affaissé et une zone de dépôts spéciale s'était formée dans laquelle développaient plus tard des faciès singuliers. La différence de développement et de modalité, entre la partie centrale et celle de passage, est particulièrement accentuée au cours du Jurassique et du Crétacé. La ressemblance des faciès du Jurassique supérieur et du Crétacé de la zone Pré-Apusenienne de Banat et de certaines parties septentrionales de la zone du Vardar a donné l'idée à ANDJELKOVIĆ (1963) de joindre toute la masse serbo-macédonienne et celle des Rhodopes avec la zone orientale de la zone du Vardar à l'arc carpato-balkanique.

Le prolongement méridional de la masse serbo-macédonienne se trouve dans l'Égée et l'Asie Mineure de façon que sa limite orientale n'est représentée ni par le linéament supposé d'après BONČEV, ni par la zone faillée Mer Rouge — Elbe, d'après KOCKEL et WALTHER.

Le premier auteur a précédemment écrit (1963) sur les causes de la séparation de la masse serbo-macédonienne en une unité à part, et non comme une partie de la masse de Rhodope. La succession stratigraphique générale est présentée dans le même travail.

Essai de reconstitution du développement de la masse serbo-macédonienne

Le développement et les variations qualitatives de la masse serbo-macédonienne au cours de son histoire géotectonique ont été déterminés avant tout par sa position dans le cadre de l'orogenèse alpine. Par suite, la loi la plus importante dans l'évolution s'observe la regularité rigoureuse de l'héritage; c'est-à-dire, chaque phase est grandement prédéterminée par les résultats des activités des phases antérieures: les caractéristiques de constitution obtenues au cours du Précambrien influencent, par exemple, même la formation du relief contemporain.

La masse serbo-macédonienne n'est pas un grand massif médian dans l'intérieur de l'arc orogénique, mais une longue et étroite zone cristalline serrée entre deux zones orogéniques instables qui existaient dès le Paléozoïque. Par son extension et situation (dans la Péninsule des Balkans elle s'étend sur 500 km environ, sous une largeur même jusqu'à 70 km), elle compte tout de même parmi les massifs intermédiaires les plus grands et les plus caractéristiques de l'orogenèse alpine de l'Europe. La zone du Vardar, comme le voisin occidental immédiat, représente une zone eugéosynclinale très instable de la région dinarique, de large extension et d'activité très prolongée, s'adossant vers l'Ouest à des terrains aussi mobiles relativement. La Serbie orientale, comme le voisin oriental, représente une apophyse spécifique de l'arc carpato-balkanique, atypique comme un espace géosynclinal relativement étroit et court, partiellement fermé de deux côtés par les masses relativement solides, qui vers le SW s'éteint dans la masse des Rhodopes. Ces unités ainsi variées se sont comportées différemment au cours des processus tectogéniques, ce qui a dû influencer (avec la position asymétrique des masses des environs plus larges de différente résistance) également la formation de la masse serbo-macédonienne. A cause de ces facteurs, la surrection rythmique et compliquée de la masse serbo-macédonienne au cours du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Cénozoïque, accompagnée presque constamment de la pression latéral des arcs orogéniques et des masses solides, a provoqué la formation de la structure bivergente asymétrique avec les chevauchements du cristallin sur les formations plus récentes des bordures. La constitution finale de ce massif médian, au moins dans le district étudié pour le moment, est telle qu'on n'y peut parler ni du «Zwischengebirge» symétrique ni d'un grand et simple anticlinorium central.

Les temps les plus anciens

Les roches les plus anciennes, que nous connaissons pour le moment dans la masse serbo-macédonienne, sont représentées par le «complexe inférieur» épais plus de 11 km. Sa partie la plus inférieure examinée est composée de roches clastiques terrigènes (quartzites et gneisses biotitiques à grains fins), qui

indiquent vraisemblablement l'érosion d'une terre ferme antérieure consolidée et soulevée. Sur elles reposent, encore en position profonde dans la colonne, les marbres dolomitiques (série de Vidovica, DIMITRIJEVIČ, 1959 et 1963); en même temps ce sont les seuls marbres à côté des lentilles négligeables. Puis une série de gneiss à grains fins prédominante dans la partie inférieure, est développée, très variée par certains détails, mais monotone en somme, et après viennent des micaschists feldspathiques, constituant la majeure partie de la portion supérieure de la colonne. Le complexe tout entier est imprégné par les produits du volcanisme basique synsédimentaire variant chimiquement dès les ultrabasites, à la base de la colonne, jusqu'aux basites dans les parties moyenne et supérieure du complexe. C'est donc une formation eugéosynclinale, où on n'a pu pour le moment trouver aucune lacune. Avant la sédimentation des formations plus récentes, ce noyau a été plissé parallèle aux axes NNW—SSE et métamorphisé mésozonalement, par places avec la migmatisation. Certaines observations préliminaires faites dans la partie méridionale de la masse serbo-macédonienne (STRAČKOV, 1960), constatent des plis les plus anciens de direction W—E, de sorte qu'on y pourrait voir une courbure arquée des plis, dans la Macédoine.

Le complexe supérieur représente le «complexe de Vlasina». C'est une formation eugéosynclinale volcanogène-sédimentaire constituée de pélitolites, psammitolites, roches basiques synsédimentaires (essentiellement des diabases) et de leurs tufs. L'âge de ce complexe était déterminé dans l'intervalle Protérozoïque-Ordovicien. ALEKSIĆ et KALENIĆ (1958) la traitent d'abord comme équivalent de la formation diabase-phyllitoïde, tandis que plus tard ALEKSIĆ la distingue comme la formation «métaophiolitique-phyllitoïde». BELEV (1963) pense qu'elle est équivalente à la formation diabase-phyllitoïde et d'âge précambrien. PAVLOVIĆ (1962) croit que les couches à Obolus de la rivière Božička reka représentent le mur stratigraphique du complexe de Vlasina, qui serait par conséquent d'âge ordovicien. La succession (stratigraphique ou tectonique??) dans la Božička reka incite à réfléchir, mais l'âge protérozoïque du complexe de Vlasina est tout de même plus probable que l'ordovicien. Le complexe-même est épais, semble-t-il, de plus de 3 km; il est métamorphisé épizonalement avec apparition intense d'albite, tandis que les sédiments ordoviciens sont à peine touchés par le métamorphisme; au-dessous de la Beljanica dans la Serbie orientale, les sédiments ordoviciens reposent transgressivement sur les kératophyres-diabases (VESELINOVIĆ 1964), et à Homolje les roches ordoviciennes surmontent probablement aussi transgressivement les schistes albitiques qui peuvent être un équivalent du complexe vlasinien (DJORDJEVIĆ 1963). Si le complexe vlasinien est d'âge protérozoïque, les phases du plissement et du métamorphisme du complexe inférieur et supérieur sont préassynthiques, respectivement assynthiques; s'il est d'âge ordovicien, au moins la deuxième est calédonienne. Pour éviter les erreurs dans le traité préliminaire, la phase du plissement du complexe inférieur était nommée comme «phase prévlasinienne», et la phase

du plissement et du métamorphisme du complexe supérieur était distinguée comme «phase vlasinienne»(DIMITRIJEVIĆ, PETROVIĆ et CVETKOVIĆ, sous presse).

Dans la phase «prévlasinienne» s'est constituée la consolidation la plus importante du noyau de la masse serbo-macédonienne. Après elle les espaces géosynclinaux instables ont subi un déplacement vers l'est, où s'ouvre l'eugéosynclinale de Vlasina, et peut-être aussi vers l'Ouest, où il y a de roches d'aspect analogue.

Tandis qu'on n'a pas de données sur le magmatisme acide de la phase prévlasinienne, après le métamorphisme et le plissement vlasinien, dans la grande dislocation profonde de la Vrvi Kobila, entre les roches du complexe inférieur et supérieur intercalent des roches plutoniennes granitoïdes dont l'âge absolu est déterminé à 450 millions d'années. Avant l'intrusion du corps plutonien de Vlajna, s'était constitué également le bombement migmatique dont le produit est le dôme de Vlajna. L'injection de la phacolite syncinématique de Zlata, analogue au corps plutonien de Vlajna montre qu'au cours de ce magmatisme était replissé aussi le noyau de la masse serbo-macédonienne.

Les temps paléozoïques

Se basant sur les connaissances obtenues jusqu'à aujourd'hui, l'histoire paléozoïque des environs de la masse serbo-macédonienne débute par la transgression ordovicienne. Les parties supérieures sont essentiellement argileuses; par places apparaît, semble-t-il, également le magmatisme initial. La masse serbo-macédonienne était alors principalement soulevée, da façon qu'elle n'était couverte que par places (environs de Bosiljgrad). Les limites entre l'Ordovicien, le Silurien et la Dévonien sont pour le moment peu élucidées. Si le Silurien embrasse certaines parties de la série de Kačanik-Veles et de Kopaonik, dans ce cas on devrait supposer, dans la zone du Vardar, l'existence d'une lacune (ardennique??) et un plissement accompagné de métamorphisme. Dans la Serbie orientale, au cours du Silurien se forme une profonde eugéosynclinale, où se déposent d'abord les schistes à Graptolithes et les sédiments semblables, et la différentiation n'a pas été déroulée que dans le Silurien supérieur. La différenciation longitudinale de la masse serbo-macédonienne débute, semble-t-il, déjà dans ce temps précoce, et la zone occidentale était par places inondée par la mer silurienne ou peut-être encore plus ancienne. La partie centrale de la masse est probablement dans la phase de le soulèvement, avec ondulation longitudinale.

Le passage entre le Silurien et le Dévonien conduit à la continuation de la differentiation des bassins marins aux deux côtés de la masse. Dans la Serbie orientale, le Dévonien moyen et supérieur, ayant au long de la masse ancienne un caractère de Flysch, est d'une importance particulière (DIMITRIJEVIĆ et coll., 1965). L'érosion intense des schistes cristallins et des formations plus anciennes

sont certainement en corrélation avec la rapide surrection de la bordure orientale de la masse serbo-macédonienne, dans ce temps-là; c'est alors qu'a peut-être débuté la symétrie monoclynique structurale de cette bordure.

Après le Dévonien, le régime marin s'étaint dans la Serbie orientale, qui est dans une phase de surrection et de consolidation relative. Le Carbonifère inférieur y manque. Le Carbonifère supérieur est transgressif et d'eau peu profonde, et le Permo-Trias est dans le faciès de grès rouges. La question se pose donc, est-ce qu'on peut distinguer les sédimentations calédonienne et hercynienne, car après des cycles bien prononcés de l'Ordovicien transgressif et clastique, du Silurien d'eau profonde et du Flysch dévonien, il n'y a pas de sédiments géosynclinaux caractéristiques, mais les formations lagunaires et molassiques du Carbonifère et du Permien s'y déposent.

Tant dans la masse serbo-macédonienne que dans la Serbie orientale, le plutonisme acide était très intense dans le Paléozoïque supérieur, plus probablement dans le Carbonifère inférieur. Dans le noyau de la masse est injecté le massif de Bujanovac (basé sur l'âge absolu de 234 millions d'années du massif), avec la migmatisation partielle, le replissement et la continuation de la consolidation. La fracturation longitudinale est très importante, et dans ces fractures s'introduisent les pegmatites avec la production des migmatites. Dans la Serbie orientale s'introduisent alors les gabbros de Deli Jovan, puis les granitoïdes —quelque peu plus récents— de Neresnica, Brnjica et Gornjane, et les syénites de Tanda, et dans la partie sud de la zone du Vardar s. l. (embrassant d'ailleurs aussi la zone occidentale de la masse serbo-macédonienne) toute une série de roches plutoniques-granitiques. Dans le complexe vlasinien, au Nord du dôme de Crnook (MARIĆ et MARTINOVIĆ, 1957), les roches du complexe vlasinien et de l'Ordovicien sont imprégnés par les roches magmatiques de plusieurs générations qui pourraient être calédoniennes ou hercyniennes (si on peut distinguer ces deux temps). Ici apparaissent les chevauchements vers le Sud, en partie peut-être plus anciens que ces granitoïdes; les chevauchements prémagmatiques sont caractéristiques également pour la bordure SW du massif de Bujanovac (ligne Kriva Njiva-Dobričane, LUKOVIĆ, 1938).

Les manifestations tectoniques préalpines avaient formé à grands traits le noyau de la masse serbo-macédonienne, comme CVIJIĆ l'avait déjà constaté, et le temps alpin avait seulement intensifié les traits déjà prédéterminés. Les plissements suivants avaient été principalement liés pour le renforcement des dislocations longitudinales et d'autres qui sont en liaison avec les précédentes.

Les temps alpins

L'histoire du Trias des parties bordières de la masse ancienne s'est déroulée asymétriquement. Tandis que la Serbie orientale se soulève, après une sédimentation de courte durée, dans le Trias moyen et supérieur, dans la zone du Vardar le cycle géosynclinal est très actif, surtout dans le Trias inférieur et

moyen. C'est dans ce temps-là que dans les Dinarides s'engendre la «Porphyrit-Hornstein Formation» (ČIRIĆ 1954). La masse serbo-macédonienne se soulève et seuls les bords et la zone occidentale sont partiellement inondés. Ce développement asymétrique continue dans tout le Jurassique: le volcanisme basique caractérise la zone du Vardar dans ce temps, avec les lacunes possibles, tandis que le développement de la Serbie orientale est essentiellement tranquille, avec les avancements et les reculs alternatifs de la mer, même jusqu'au Tithonique, quand apparaissent les fosses, et dans la partie sud-est se dépose le Flysch. Au cours de la sédimentation du Flysch, la surrection et l'érosion des cordillères étaient très vives et l'apport était rapide et puissant (olistolithes, sediment flow, conglomérats).

Jusqu'au Sénonien les arcs orogéniques étaient tous deux caractérisés par les manifestations différemment exprimées des zones profondes. Dans la zone du Vardar, les bassins de Flysch sont situés au long de la limite de la masse ancienne, tandis qu'ils manquent dans la zone interne de la Serbie orientale.

Les surrections triasiques et jurassiques de la masse serbo-macédonienne, accompagnées de la sédimentation de Flysch dans les espaces orogéniques voisins, provoquent dans la masse-même le réveil des dislocations longitudinales avec la cataclase et la phyllonitisation fort intensive. Ces zones de broyage ont la symétrie monoclinale orientée bilatéralement, avec l'axe de divergence dans le noyau du synclinal de la Morava. Dans le noyau de la masse seules les zones de dislocation ont le déversement ouest, tandis qu'elles gardent l'ancienne symétrie invariable de leurs blocs. L'espace autour de l'axe de divergence est beaucoup plus varié: à l'Ouest, au long de la zone de Vrvi Kobila, les anticlinaux latéraux ont une position inverse, et à l'Est, au long de la bordure de la masse se développe une zone de clivage intensif qui est aussi plissée. Les cordillères de la bordure orientale se sont soulevées en ondulations inégales au cours du Tithonique, avec une zone d'eau peu profonde autour du bassin de Flysch, comme les directions du paléotransport les indiquent. Ce soulèvement était en général d'un caractère renversé, peut-être dèjá avant le Tithonique, et le charriage était, semble-t-il, actif pendant le Tithonique et surtout après, et continuait en spasmes jusqu'après le Miocène moyen (MAKSIMOVIĆ 1956). Certains données (avant tout le clivage replissé) montrent que d'abord étaient formées les nappes les plus élevées, occidentales, et puis le processus de charriage s'est déplacé vers l'Est.

La transgression santonienne surprend la masse serbo-macédonienne différenciée par les fracturations et les ondulations longitudinales, de façon que s'est créée une mer peu profonde et divisée, la couvrant partiellement, mais liant les zones orogéniques voisines. Tandis que dans la zone du Vardar se dépose le Flysch, la Serbie orientale est fracturée en blocs, et dans le fossé sénonien, le volcanisme intensif provoque la sédimentation d'une épaisse formation volcanogène-sédimentaire.

Sur la constitution et le développement de cette partie de la masse serbo-macédonienne qui se trouve au Nord de la rivière Toplica, les données sont peu abondantes. En visitant la montagne de Jastrebac un de nous (B. Č.) avait obtenu une image inattendue. Cette montagne était considérée de ŽUJOVIĆ (1893) et UROŠEVIĆ (1929) jusqu'à nos jours comme un horst constitué des schistes cristallins du groupe I (gneiss et micaschistes) et du groupe II (phyllades et schistes verts), avec un noyau de granite hercynien. On y observe, pourtant, une constitution bien différente de la précédente. La base du terrain de Jastrebac se compose de deux formations cristallines: inférieure (en général gneiss et micaschistes) et supérieure (roches amphibolitiques). Les dites formations sont percées par les masses diabase-gabbroïdes non métamorphisées, qui d'après leurs propriétés pourraient être équivalentes aux basites jurassiques du bord occidental de la masse serbo-macédonienne. «Les schistes cristallins du groupe II» ne sont en effet, sur le terrain de Jastrebac, que du Flysch; plus au Sud dans la même zone paléogéographique (près de Kuršumlija) dans les sédiments de Flysch, on a trouvé des Globotruncanas. Dans les sédiments de Flysch de Jastrebac le granite a fait intrusion, et il a causé un faible métamorphisme de contact ou seulement une silicification. En tout cas, il est plus jeune et correspond à la granodiorite de Kopaonik. Autour de ce granite les sédiments sont inclinés vers l'extérieur. Les relations entre les formations au SE de Jastrebac sont inverses: le Flysch plonge sous la formation cristalline supérieure, tandis qu'elle est surmontée par l'inférieure. A la bordure sud de Jastrebac les molasses miocènes contiennent de grands blocs (de dizaines de m^3) de schistes cristallins, ce qu'on pourrait expliquer par le soulèvement contemporain plus intense dans la partie méridionale que dans la septentrionale.

Le magmatisme basique du Jurassique, ainsi que les sédiments de Flysch du Crétacé, montrent que le domaine de Jastrebac n'appartient pas à la masse serbo-macédonienne sensu stricto, et qu'il est profondément transformé, au moins à partir du Jurassique.

Le plutonisme tertiaire acide marque une nouvelle phase de l'activité es zones profondes aussi bien dans la zone du Vardar que dans la zone occidentale (Željin, Kopaonik, granitoïdes macédoniens) et dans la Serbie orientale (les plutonites intermédiaires du massif de Bor et de sa bordure). L'âge et la genèse du massif de Surdulica restent encore mal élucidés, mais il est probable qu'il appartient aussi à ce cycle.

Dans la Serbie orientale le Paléogène n'est développé qu'exceptionellement, tandis qu'à cette époque dans la masse serbo-macédonienne apparaissent par places des formations clastiques (formations «du type de Flysch» à Pčinja et Tikveš). Dans le Paléogène supérieur, les dislocations longitudinales et transversales de la masse ancienne, surtout dans la zone occidentale et dans le district de l'axe de divergence, se réveillent accompagnées d'une vive activité volcanique (massif de Lece et de Kratovo-Zletovo; dans la dislocation de Tupale;

volcanites au Nord des roches plutoniques de Surdulica; volcanites de la zone de Sase-Toranica, etc), qui par places dure même jusqu'au Quaternaire. La sédimentation du Paléogène supérieur est accompagnée de faibles plissements, liés, semble-t-il, seulement aux zones des fractures profondes.

La fracturation en blocs de la masse serbo-macédonienne débute dans le Miocène ou un peu plus tôt, quand se forment les dislocations transversales et se réveillent les longitudinales. Les chevauchements bordiers sont surtout caractéristiques pour la bordure orientale de la masse, où les sédiments permiens près de la mine Senjski rudnik sont charriés à plus de 8 km, sur les couches miocènes (MAKSIMOVIĆ, 1956). Dans cette phase ainsi que dans toutes les phases récentes, on ne peut parler de la surrection du noyau cristallin comme d'une masse unitaire; il est entièrement différencié et ce sont principalement ces bordures et les horst-anticlinaux qui se soulèvent.

Au cours de son histoire et du soulèvement, la masse serbo-macédonienne n'a pas augmenté par le métamorphisme des espaces géosynclinaux environnants, mais son espace, défini du point de vue structural, a diminué par le remaniement tectonique de la bordure et par sa parification structurale avec les zones environnantes.

La masse serbo-macédonienne n'a pas provoqué de pressions sur les zones orogéniques latérales. Sa «pression active» apparente est la résultante de la composante du soulèvement de la masse (dépassant par places 11 km) et de la composante de la pression active des zones géosynclinales bordières sur le massif. Cette genèse résulte de l'abondance des charriages bordiers, mais aussi de leur raideur ainsi que de leurs mouvements relativement restreints.

BIBLIOGRAPHIE

ALEKSIĆ, V. — KALENIĆ, M.: Prethodni rezultati ispitivanja dijabaz-filitoidne formacije u Srbiji. Zapisnici SGD za 1958. i 1959. godinu, **151,** 1958.

ANDJELKOVIĆ, M.: Geološki sastav i tektonika Gledićkih planina. Geol. anali Balk. poluostrva, **24,** 31—172, 1956.

ANDJELKOVIĆ, M.: Rasprostranjenje šumadijske zone prema severu i jugu i njena geotektonska pripadnost. Zapisnici SGD za 1963. godinu, 143—149, 1966.

BELEV, S.: Petrografski sastav i razprostranenie na diabaz-filitoidnata serija v Transkoto Kraište. Avtoreferat, 1963.

BONČEV, E.: Opit za tektonska sinteza na Zapadna Blgarija. Geologija na Balkanite, **2,** 1, Sofija, Nauka i izkustvo, 1963.

BONČEV, E.: Ueber die tektonische Ausbildung der Kraištiden. Geologie, **7,** 36, 409—419, 1958.

BONČEV, E. et coll.: Osnovi za geologijata na Zapadna Blgarija. Travaux sur la géol. de Bulgarie, Sofija, BAN, **1,** 7—92, 1960.

ČIRIĆ, B.: Einige Betrachtungen über die Diabas-Hornstein Formation der Dinariden. Vesnik ZGGI NRS, **11,** 31—88, 1954.

ČIRIĆ, B. et KARAMATA, S.: L'évolution du magmatisme dans le géosynclinal dinarique au Mézozoïque et au Cénozoïque. Bull. soc. géol. France, **3,** 4, 376—380, 1960.

DIMITRIJEVIĆ, M.: Struktura kristalistih terena izmedju Slišana i Preševa. II. Kongres geol. FNRJ, Sarajevo, 629—634, 1957.

DIMITRIJEVIĆ, M.: Geološki sastav i struktura Bujanovačkog granitskog masiva. Rasprave ZGGI NRS, Beograd, 7, ZGGI, 1958.

DIMITRIJEVIĆ, M.: Osnovne karakteristike stuba Srpsko-makedonske mase. I simpozijum SGD, Beograd (inpublié), 1959.

DIMITRIJEVIĆ, M.: Sur l'âge du métamorphisme et des plissements dans la masse Serbo-macédonienne. VI-ème Congrès Assoc. géol. Carpatho-Balkanique, Krakow, Résumés des communications, 51—52, 1963.
DIMITRIJEVIĆ, M. — DRAKULIĆ, N.: Kristalasti škriljci Jablanice. Zbornik Rudarsko-geološkog fakulteta, **6**, 1—32, 1960.
DIMITRIJEVIĆ, M. D.—KRSTIĆ, B. — DIMITRIJEVIĆ, M. N., — RADOŠEVIĆ B.: Devonski fliš jugoistočne Srbije. Zapisnici SGD za 1965. godinu (en presse), 1965.
DIMITRIJEVIĆ, M.—PETROVIĆ, B.—CVETKOVIĆ, D.: Kristalin Puste Reke i Toplice. Zbornik Rudarsko-geološkog fakulteta (sous presse), 1967.
DJORDJEVIĆ, M.: Stariji paleozoik Homoljskih planina (inpublié), 1963.
GRUBIĆ, A. — ANTONIJEVIĆ, I.: Strukturne osobine istočne Srbije, dans Vodič za ekskurziju kroz Istočnu Srbiju. V savetovanje geologa FNRJ, Beograd, 78—88, 1962.
JARANOV, D.: Tektonika na Blgarija. Sofija, Tehnika, 1960.
KOCKEL, F. — WALTHER, H. W.: Die Strimonlinie als Grenze zwischen Serbo-mazedonischem und Rila-Rhodope-Massiv in Ost-Mazedonien. Geol. Jb., **83**, 575—602, 1965.
LUKOVIĆ, M. T.: Geološki sastav i tektonika istočnog dela planine Crne Gore (Karadaga). Vesnik Geol. inst. Kr. Jug., **7**, 1—25, 1938.
MAKSIMOVIĆ, B.: Geološki i tektonski odnosi ungljonosnog terena Senjsko-resavskih rudnika i njegovog oboda. Posebna izdanja GI SAN, Beograd, SAN, 1956.
MAKSIMOVIĆ, B. — SIKOŠEK, B.: Geološki sastav i tektonska struktura južnog dela Ovčeg Polja i Tikveša. Trudovi na Geol. zavod na NRM, **4**, 5—177, 1954.
MARIĆ, S. — MARTINOVIĆ, D.: Geološke prilike izmedju Bosiljgrada i Pčinje. Vesnik ZGGI, **13**, 77—90, 1957.
PAVLOVIĆ, P.: O nekim ordovicijskim inartikulatnim brahiopodima u metamorfnim stenama kod Bosiljgrada (jugoistočna Srbija) i o značaju ovog nalaska. Geol. anali Balk. Poluostrva, **29**, 99—110, 1962.
PETROVIĆ, B.: Kinematika dislokacione zone Arbanaške reke. Zbornik Rudarsko-geološkog fakulteta (sous presse), 1967.
STRAČKOV, M.: Istorija tektonske evolucije centralnog dela makedonskog masiva (osogovski antiklinorijum). Thèse inpublié, 1960.
UROŠEVIĆ, S.: Jastrebac, geološko-petrografska studija granita i kristalistih škriljaca. Glas. Srp. kralj. akademije, **137**, 65, 1—52, 1929.
VESELINOVIĆ, M.: Stariji paleozoik istočne Srbije, facije i paralele. Thèse inpubliée, 1964.
ŽUJOVIĆ, J.: Geologija Srbije, 1. Beograd, Srpska kraljevska akademija. 1893.

TECTONIC DEVELOPMENT OF THE SERBO-MACEDONIAN MASSIF

By

M. D. DIMITRIEVIĆ and B. ČIRIĆ

Abstract

Lying between the southern and northern belts of the alpine orogeny, the Serbo-Macedonian Massif is a central crystalline mountain body of elongated form bordered by deep fault zones. Its western border has changed with time to such an extent that it is now possible to trace there an outer and an inner boundary. The zone between them has been intensively reworked and connected structurally with the Vardar zone. The eastern border is a zone, along which the crystalline schists are thrusted over the Palaeozoic and Mezozoic formations of East Serbia and the Rhodope Massif. The northern border of the massif has sunken deep and been buried by younger sediments. Very important are there the deposits of the Upper Mesozoic which bear the same facies as the synchronous sediments of the pre-Apuseni, the Banat and of some parts of the Vardar zone.

The first consolidation of the core of the Serbo-Macedonian Massif took place after the formation of the deposits of the so-called "lower complex" whose thickness exceeds 11 km ("pre-Vlasina phase"). After this consolidation the geosynclinal zones underwent lateral movement and the volcanic-sedimentary "Vlasina-complex" was formed. It seems to be of late Proterozoic age. The longitudinal block-faulting and disintegration of the massif began as early as in pre-Palaeozoic times. During the Palaeozoic and Mesozoic the geosynclinal zones along the massif underwent differential evolution. The massif itself uplifted and was split up into longitudinal blocks. Marginal overthrusts took place during the Mesozoic, the latest ones — in the Middle Miocene. The Santonian transgression partly invaded the area of the massif. In the Miocene the faulting of the massiv into transverse blocks began.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СЕРБСКО-МАКЕДОНСКОГО МАССИВА

М. Д. ДИМИТРИЕВИЧ и Б. ЧИРИЧ

Резюме

Сербско-Македонский массив — центральный кристаллический массив, имеющий удлиненную форму и находящийся между южным и северным поясами альпийского орогена, по сторонам ограниченный зонами глубинных разломов. Его западный край со временем изменялся так, что теперь там можно различить внешнюю и внутреннюю границы; зона между ними сильно переработана и структурно объединена с Вардарской зоной. Восточный край является зоной, вдоль которой кристаллические сланцы надвинуты на палеозойские и мезозойские формации Восточной Сербии и на Родопский массив. Северный край массива глубоко погружен и перекрыт более молодыми отложениями; особенно бросаются в глаза отложения верхнего мезозоя, фациально подобные одновозрастным отложениям Пре-Апусена, Баната и некоторых участков Вардарской зоны.

Первая консолидация ядра Сербско-Македонского массива произошла после образования осадков «нижнего комплекса», мощность которого превышает 11 км («довласинская фаза»). После этой консолидации геосинклинальные области латерально перемещались и образовался вулканогенно-осадочный «власинский комплекс». Он, по нашему мнению, позднепротерозойский. Продольное разламывание массива началось еще до палеозоя. В ходе палеозоя и мезозоя геосинклинальные области вдоль массива имели различное развитие. Сам же массив приподнялся, разбитый на продольные блоки. Надвиги по периферическим зонам произошли в течение мезозоя, наиболее молодые — в среднем миоцене. Сантонская трансгрессия частью проникла в массив, а в миоцене началось поперечное разламывание массива в блоки.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 49—58 (1967)

METAMORPHOSE IN UNGARN

Von

E. Szádeczky-Kardoss
GEOCH. FORSCHUNGSLAB. D. UNG. AKAD. D. WISS., BUDAPEST

I. Bubics
ERZB. BETRIEB V. MECSEK, BALATONFÜRED

A. Juhász
ERDÖL U. GAS TRUST, BUDAPEST

Oravecz J.
EÖTVÖS UNIV. VON BUDAPEST

G. Pantó, K. Szepesházi
STAAT. GEOL. ANST., BUDAPEST

Folgende Hauptregionen der Metamorphiten können in Ungarn unterschieden werden. 1. Im Soproner-Gebirge und unter der Kleinen Tiefebene bis etwa Csorna kommen Glieder der Unterostalpinen Decke vor: epi-mesozonale Paraschiefer und Orthogneise herzynischen Alters (305 M. J. Rb-Sr-Methode). Sie sind wahrscheinlich zumeist aus altpaläozoischen oder auch aus algonkischen Gesteinen hervorgegangen. 2. Im Kőszeg-Rechnitzer-Gebirge und weiter südlich ist meist epimetamorphes Altpaläozoikum — u. a. mitteldevonische und unterkarbonische Phyllite, Kalkschiefer und Dolomite — vorhanden: Ober Ostalpine Decke. 3. Südlich vom Balatonsee kommen bedeckte Muriden-Koriden vor: Mittel-Ostalpine Decke mit bretonisch-sudetischer Metamorphose. 4. Im SW-Teil der Kleinen Tiefebene südlich bis etwa der Mecsek-Region und östlich etwa bis zu Hernád-Linie ist ein schwachepimetamorphes Grundgebirge vorhanden. Es besteht aus silurischem Ton- und Feinsandschiefer mit örtlichen graptolithenführenden Lyditen, Diabasen, Diabas-Tuffen, Na-keratophyrischen Quarzporphyren; devonischen Kalksteinen und Kalkschiefern, unterkarbonischen Tonschiefern, Sandsteinen und Kalken, permokarbonischen Sandsteinquarziten und verkieselten andesitisch-rhyolithischen Tuffgesteinen im Zeolith- und Grünschiefer-Fazies entwikkelt, mit permischen Quarzporphyrdurchbrüchen. Im Velenceer-Gebirge sind sie durch herzynische Granite (240 M. J. K-A-Methode) durchbrochen. 5. In Süd-Ungarn kommt eine Migmatit-, Mikroklingranit-, Meso- und Kata-Kristallinenschieferzone vor, die vom Mecsekgebirge unter der Großen Tiefebene nach NO zieht. Diese Gesteine sind meist herzynischen Alters (284—305 M. J. Sr-Rb-Methode, 230 M. J. K-A-Methode im Mecsek-Gebirge, Paläosom etwa altpaläozoisch, Angaben bis 500 M. J., in den Glimmerschiefern der Großen Tiefebene altherzynisch, 315 und 386 M. J. K-A-Methode). 6. In der Vilyvitányer-Scholle (NO Ungarn) sind polymetamorphe proterozoische und herzynische Mesoschiefer (etwa 970 M. J. Sr-Rb-Methode, und 260 M. J. K-A-Methode), darüber kaledonisch-herzynische Epi-Schiefer (Phyllite und Porphyroide, 394—450 M. J. Sr-Rb-Methode und 262 M. J. K-A-Methode) vorhanden.

Die Hauptregionen 2 und 4 können einander annähernd gleichgestellt werden. Die ganze mittlere bzw. nördliche Hälfte Ungarns kann somit einheitlich als Fortsetzung etwa des Oberostalpinen Sedimentationsraumes aufgefaßt werden, ohne daß sie tektonisch ein echtes Deckensystem darstellen würde. Die Gemeriden in der Slowakei mit einer hauptsächlich kaledonischen Metamorphose bilden die stärker gefaltete nördliche Fortsetzung dieses Sedimentationsraumes.

Die tektonischen Eigenschaften und die Gesteinsbildungsverhältnisse des pannonischen Beckens sind grundlegend von denen der umgebenden orogenen Gebiete verschieden. Das pannonische Becken bildet — mit gewissen Ausnahmen (z. B. Flyschzone unter dem neogenen Becken) — ein nur periodisch und schwach komprimiertes, of taber durch Ausdehnung (Balkay, 1960) gekennzeichnetes Gebiet mit dünner Rinde (Stegena und Gálfy, 1957). Für die neuere Entwicklungsetappe der pannonischen Zwischenmasse ist entsprechend eine z. T. disjunktive Tektonik der Rinde über einer Mantelwölbung bezeich-

nend. Sie ist seit dem Perm durch eine eigenartige, sedimentäre, metamorphe und magmatische Gesteinsfolge gekennzeichnet, die teils sehr verschieden von denen der Karpaten und Dinariden Alpen ist (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1965). Wichtig ist daher die Frage, bis zu welchem Zeitpunkt diese Unterschiede zurück zu verfolgen sind, d. h. ob eine solche grundlegende Abweichung schon im herzynischen oder bereits in früheren Zyklen bestand oder nicht.

Die Rolle der Metamorphose innerhalb des Mantelwölbungsgebietes scheint auch einigermaßen abweichend von der der umgebenden Orogene zu sein. *Am O-Rande der Alpen* tauchen unter den ostalpinen Decken wahrscheinlich noch tiefe Decken (»Wechselfenster«: Penninikum?) auf. In W-Ungarn (Sopron und unter der Kleinen Tiefebene bis etwa Csorna) kommen epi- und mesozonale Para-Schiefer und Para- und Orthogneise vor (VENDEL, 1960), welche ebenfalls einer ziemlich tiefen Deckengruppe der Alpen, namentlich etwa der unterostalpinen Decke im Sinne von TOLLMANN (1965) entsprechen. Gesteine dieser Gruppe, namentlich Paragneise und Leukophyllite des Steinbruches von Sopronbánfalva ergaben ein herzynisches Alter (305 M. J. KOVÁCH et al. 1965 und 330 M. J. K-A-Methode, STEGENA—KISS, 1966). Es ist daher wohl möglich, daß die epi- bis mesozonalen Schiefer des Soproner-Gebirges (z. T.?) metamorphe altpaläozoische Sedimente darstellen. SCHWINNER (1951) sah in ihnen algonkisches-kambrisches Sedimentmaterial.

Die Epischiefer (Phyllite) mit Kalkphylliten des *Kőszeg-Rechnitzer-Gebirges* weiter südlich in W-Ungarn werden meist zum Paläozoikum der oberostalpinen Decke der Alpen gerechnet. Sie stellen anchimetamorphes Altpaläozoikum und vielleicht auch Unterkarbon dar, wie die ebenfalls schwachmetamorphen mitteldevonischen Kalkschiefer und Dolomite von Kirchfidisch-Hannersdorf (Egyházasfüzes-Sámfalva) zeigen. Sie sind den meist noch weniger metamorphosierten phyllitisch-kalkphyllitischen Bildungen, den weiter östlich unter der Kleinen Tiefebene und im Transdanubischen-Mittelgebirge meist aus Bohrungen bekannten Gesteinen (s. weiter unten) verwandt.

Im Bereiche des pannonischen Beckens taucht das Problem der Fortsetzungen der Alpendecken in stets komplexerer Form auf. Selbst in den Alpen enthällt ein und dieselbe tektonische Decke nicht immer die Bildungen ein und desselben Sedimentationsraumes (METZ, 1958). Im pannonischen Becken sind aber nicht nur die Sedimentationsverhältnisse verändert, sondern auch der junge Deckenbau als bezeichnendes tektonisches Element hört auf. Man sollte die Fortsetzung der Alpendecken grundsätzlich nur in den Kristallinen- und Flysch-Karpaten suchen.

Die bezügliche ausgedehnte Literatur wurde jüngstens von VENDEL (1958—60) zusammengefaßt. Er betrachtet das Soproner-Gebirge als Glied der sog. Raabalpenserie von SCHWINNER (1951) bzw. der Semmeringiden von KOBER. Diese Gesteine wurden von KOBER (1955) als ober- oder mittelostalpin aufgefaßt. VENDEL aber hat sie schon als unterostalpin gedeutet. Der südlich

vom Balatonsee bis an die jugoslawische Grenze erbohrte kristalline Untergrund wurde aber etwa zu den Muriden-Koriden, somit etwa zum Mittelostalpin — mit einer bretonischen bzw. sudetischen, d. h. unterkarbonischen Hauptorogenphase — gerechnet.

Innerhalb der nördlichen Hälfte des Mantelwölbungsgebietes ist selbst das Silur noch schwach epimetamorph ausgebildet (ORAVECZ, 1964). Es kommt sogar eng verknüpft mit den jüngeren aber stärker metamorphen mesokristallinen Schiefer im Mecsek-Gebirge vor (s. weiter unten). Silur bis Karbon bildet im Untergrund fast des ganzen Transdanubiens eine mächtige Serie. Sie zerfällt *entlang des Balatonsees* in eine jüngere südwestliche, etwa devonisch-karbonische und in eine ältere nordöstliche, zumeist silurisch-devonische, etwa stärker metamorphe, jedoch noch stets nur schwach epimetamorphe Gruppe. Beide sind durch Diskordanz von den permisch-mesozoischen Ablagerungen getrennt. Der geringere Metamorphosegrad (etwa Zeolithfazies) im SW ist auch aus der mineralogischen Zusammensetzung ersichtlich. Das Gestein von Révfülöp (s. Tabelle) enthält noch Kaolinit, stellt also etwa einen Tonschiefer dar. Die nördlicheren Vorkommnisse (Alsóörs, Balatonfőkajár) haben dagegen typische phyllitische mineralogische Zusammensetzungen.

Das Haupteinfallen des Altpaläozoikums ist in der SW-Balatongegend — ähnlich jenen der permisch-mesozoischen Hangendschichten — zumeist auch NW-lich.

Die jüngere SW-liche Gruppe des Altpaläozoikums in der Balatongegend besteht hauptsächlich aus dunklen Tonschiefern mit teils verkieselten, ursprünglich neutralen, sogar rhyolithischen Tuffgesteinen. Eng verbunden sind damit auch untergeordnete Sandsteinquarziteinlagerungen, worin Brachiopodenreste angeblich karbonischen bzw. unterpermischen Alters gefunden wurden. Sie stellen marine Flachwasserablagerungen dar. (Petrographische Daten in der Tabelle.) Die Tonschiefer sind ähnlich dem nordeuropäischen Silur (BÁRDOSSY und LANGIER-KUŹNIAROWA), schwach an U, W und Pb angereichert. Quarzaderung ist meist vorhanden. Diese Formation ist wenigstens 500 m mächtig. Die Gesteine sind hier wie auch im Mecsek-Gebirge und in der Upponygruppe (Nordungarn s. weiter unten) unmittelbar unter den permischen Hangenden bis etwa in eine Tiefe von 20—30 m meist stark oxydiert.

Das Altpaläozoikum ist von permischen Quarzporphyren von zumeist quarzdioritischem Magmentypus durchgebrochen. Auf Grund der Spurenelementengesellschaft wird angenommen, daß verschiedene hydrothermale Vererzungen des Transdanubischen-Mittelgebirges, z. B. die metasomatischen Bleilagerstätten von Szabadbattyán vielleicht mit dieser Magmentätigkeit in genetischer Verbindung stehen (s. auch FÖLDVÁRI, 1952).

Die südwestliche jüngere Gruppe scheint sedimentologisch allmählich in die nordöstliche ältere Gruppe zu übergehen. Auch diese besteht aus dunkelgrauen (z. T. nachträglich etwas oxydierten lilarötlichen) Tonschiefern bzw.

Tabelle

	Phyllit Tiefbohrung Felsőgagy N-Ungarn 690 m	Phyllit Tiefbohrung Ózd 1342 m N-Ungarn	Phyllit Balatonfőkajár	Phyllit Alsóörs	Tonschiefer Révfülöp	Tonschiefer NW-Polen Mittelwert
SiO_2	57,43	56,73	92,41	71,00	60,99	50,0
TiO_2	0,38	1,88	0,43	1,15	1,94	0,7
Al_2O_3	16,25	20,10	3,68	14,17	19,34	15,0
Fe_2O_3	3,90	6,77	0,00	1,64	4,79	2,5
FeO			0,36	3,54	0,00	3,0
MnO	0,20	0,03	0,00	Spur	Spur	0,1
MgO	0,85	4,07	0,17	1,35	1,37	4,0
CaO	3,68	0,44	0,28	0,08	0,46	6,0
Na_2O	1,37	1,25	Spur	2,47	0,36	1,5
K_2O	3,15	4,10	1,07	2,07	3,78	3,5
H_2O^+	2,84	4,37	1,09	3,30	3,82	0,8
H_2O^-	0,11	0,17	0,03	0,22	0,33	3,8
P_2O_5	1,15	0,13	0,05	0,05	0,13	0,1
CO_2	3,83	0,23	0,19	0,00	3,58	5,0
S	0,96	—	—	—	—	—
Organisches C	3,62	0,51	—	—	0,07	—
Cl	—	—	—	—	0,00	—
Summe	99,72	100,78	99,76	101,04	100,96	
Analytiker	Simó	Simó	Simó	Simó	Simó	Bárdossy u. Kuźniarowa
Quarz	18—22	5—10	55—65	10—20	10—20	25,0
Saurer Plagioklas	14—16	12—22	5—10	20—30	5—10	1,0
Kalzit-Dolomit	—	—	—	—	—	11,0
Siderit (Ankerit)	(2—4)	1	2—4	1,0	5—10	0—1
Serizit-Illit	49—59	25—35	25—35	20—30	30—40	25,0
Chlorit	4—6	45—46	—	30—40	—	17,0
Kaolinit	—	—	—	—	30—40	—
Pyrit	1—3	—	—	—	—	3,0
Analytiker	Fürst	Fürst	Bárdossy Fürst	Bárdossy Fürst	Bárdossy Fürst	Bárdossy

phyllitischen Gesteinen (Tabelle). Sie sind aber stärker verkieselt und enthalten graptolithenführende Lydite, Diabase und Diabastuffe, sowie silurische Nakeratophyrische »Quarzporphyre«. Auch hier sind permische Quarzporphyrdurchbrüche bekannt. Die Diabase — teils auch durch magnetische Maxima verfolgbar — bilden einen Zug von etwa ONO-Streichrichtung. Sie sind auf

Grund der Lydite teilweise silurischen Alters, und bilden eine mehr als 1000 m mächtige Gruppe. Ihr schwach epimetamorpher Umwandlungsgrad scheint auch hier noch etwas geringer als z. B. der der bulgarischen Diabas-Phyllitformation zu sein.

Auch diese Gruppe enthält sicher devonische Glieder hauptsächlich in Form von schwach kristallinen hellgrauen Kalkgesteinen und Kalkschiefern, die etwa den Kalkphylliten des Kőszeger Gebirges gleichzustellen sind. Während aber die Kőszeger Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer ursprünglich gröberkörnige Übergänge zwischen Kalksandsteinen und kalkigen Quarzsandsteinen einer Meeresrandzone darstellen, bilden die Kalksteine und Kalkschiefer unter dem Südostteile der Kleinen Tiefebene ursprünglich feinkörnige Ablagerungen von uferferneren Meeresbeckenteilen (JUHÁSZ).

Noch *weiter NO-lich (Úrhida, Szabadbattyán)* ist das Altpaläozoikum auf eine tektonisch stark beanspruchte unterkarbonische (FÖLDVÁRI, 1952, KISS, 1951) Tonschiefer-Sandstein- (dunkelgraue) Kalksteingruppe schuppenartig aufgeschoben. Schwache epimetamorphe grünlichgraue Phyllite mit hellgrauen schwachkristallinen Kalksteineinlagerungen sind teils auch an der Oberfläche fast bis zu dem Velenceer-Gebirge bekannt. Sie enthalten oft auch silurische Quarzporphyrtuffe. Auch die früher als karbonisch betrachtete Ton-, Feinsand- und Kieselschiefer-Hülle des Granits vom Velence-Gebirge besteht aus fossilführendem Silur. Die altpaläozoische Formation wurde auch bei Várpalota erbohrt.

Das Altpaläozoikum, welches in den Alpen, und zwar in den mittelostalpinen Decken zumeist mesometamorph, in den penninischen Decken hauptsächlich epimetamorph, in den oberostalpinen Decken und in den südalpinischen Dinariden aber ziemlich unmetamorphosiert ist (TOLLMANN), erscheint also in Transdanubien meist als ein fast unmetamorpher, ziemlich ebenmäßiger Untergrund der Beckenablagerungen.

Die altpaläozoischen, und zwar hauptsächlich silurischen Ablagerungen bildeten in der NO-Hälfte von Ungarn eine sehr mächtige Gesteinsserie. Ihre zumeist graptolithenführenden Gerölle sind in den basalen Ablagerungen aller jüngeren Transgressionen (Perm, Kreide, Eozän, Oligozän, Miozän, Pliozän) vorhanden, und da diese Gerölle in den jüngeren Ablagerungen oft gröber sind als in den älteren, stellen sie nicht ein umgelagertes, sondern zumeist neu abgetragenes Material dar (ORAVECZ, 1965). Das ungarländische Bauxit scheint auch einem zumeist ebenfalls altpaläozoischen, aber sehr stark umgearbeiteten, mehrmals umgelagerten Ursprungsstoff zu entstammen. Die große Mächtigkeit der Oxydationszone an der vorpermischen altpaläozoischen Oberfläche ist auch ein Beweis der langdauernden Verwitterung der altpaläozoischen Gesteinsserie.

Im Süden, im Mecsek-Gebirge, kommen außer altpaläozoischen Tonschiefern bzw. Serizit-Chloritphylliten auch Quarzschiefer mit feinkörnigen epimetamorphen »Amphiboliten« vor. Hier erscheinen die erwähnten (zu den Muriden-

Koriden gerechneten) stärker metamorphen, sogar mesozonalen Orthogneise. Sie bilden aber nicht eine selbständige tektonische Gruppe, sondern sind mit raschen Übergängen zu den schwachmetamorphen Gesteinen als Abkömmlinge der hiesigen tieferen Migmatitzone verknüpft. Die scheinbar paradoxe Erscheinung, daß ein jüngeres, herzynisches kristallines Liegendes unter dem älteren (!) schwachmetamorphen Silurhangenden liegt, ist wahrscheinlich durch eine »metasomatische Altersinversion« erklärlich (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1966).

Im migmatitischen Komplex des Mecsek-Gebirges mit einem Zonenbau der verschiedenen Umwandlungsetappen (JANTSKY, unpubliziert), werden herzynische und zwar karbonische und permische (284—305 M. J. nach der Sr-Rb-Methode und 230 M. J. nach der K-A-Methode KOVÁCH et al. 1967) Kristallisationsprodukte gefunden. Das ältere Paläosom dieser Gesteine ist hier wahrscheinlich altpaläozoisch oder auch jungproterozoisch (Daten bis 500 M. J.). Weitere Granite sind auch zwischen dem Mecsek-Gebirge und dem Balatonsee unter den jüngeren Ablagerungen erbohrt.

Im Transdanubischen Mittelgebirge sind die Spuren einer stärkeren herzynischen Metamorphose nicht vorhanden. Das Granit des *Velenceer-Gebirges* (VENDL, JANTSKY) ist zwar herzynischen Alters (etwa 240 M. J., K-A-Methode), stellt aber höhere Kuppeln von echt magmatitischen Graniten dar, ohne regionaler Migmatisation. Diese Bildungen sind genetisch mit den Gemeriden, also mit den oberostalpinen Decken (Grauwacke und Mesozoikum) gleichzustellen (VADÁSZ, JANTSKY usw.).

In gutem Einklang mit dieser Annahme konnte GY. BUDA auf Grund von Alkalifeldspatuntersuchungen im Migmatitgebiet der Mecsek-Umgebung auf eine langsame Abkühlung bei einer niedrigen (etwa 350—400 °C) Kristallisationstemperatur folgern. Die Kalifeldspäte sind hier fast ausschließlich Mikroklin, ihre Triklinität ist hochgradig ($\triangle \sim 0{,}8—0{,}9$), der Ordnungsgrad der pertithischen Plagioklase ist etwa 100%, der Ordnungsgrad der selbständigen Plagioklase (mit etwa 30% An-Gehalt) ist etwa $\triangle \sim 0{,}7$. Im Granit des Velenceer-Gebirges fand er dagegen meist Orthoklas und die Alkalifeldspäte weisen hier im allgemeinen auf eine viel höhere Kristallisationstemperatur mit größerer Abkühlungsgeschwindigkeit hin.

Epimetamorphe altpaläozoische Bildungen (Ordovicium-Silur mit Hydrozoen) in einer der transdanubischen ähnlichen Ausbildung (ORAVECZ, 1967) sind auch in *NO-Ungarn im Uppony- und in der Szendrő-Gruppe* (nördlich vom Bükk-Gebirge) vorhanden. Sie sind durch mitteldevonische Kalksteine bedeckt, die früher als unterkarbonisch gehalten wurden. Auch unter den neogenen Ablagerungen NW-lich und NO-lich von Miskolc (Ózd und Felsőgagy im Cserehát, siehe die Tabelle), kommt dieses anchimetamorphe phyllitische Altpaläozoikum vor.

Unter der Großen Tiefebene sind die altpaläozoischen Phyllite viel seltener. Sie kommen z. B. bei Nagykőrös, Törtel und Soltvadkert in Tiefbohrungen vor

(SZEPESHÁZY, JUHÁSZ). Dieser Horizont ist im Nordteil der Großen Tiefebene, nördlich von der Bugyi—Jászberényer tektonischen Serie durch mesozoische Ablagerungen bedeckt, im Südteil aber meist durch hochmetamorphe kristalline Schiefer der Meso- und Katazone ersetzt.

Als kristallines Grundgebirge unter dem *südlichen Teil der Großen Tiefebene* zwischen Donau und Tisza wurden meso- sogar katazonale Gesteine gefunden, die dem mesokristallinen Schiefer des Mecsek-Gebirges ziemlich ähnlich sind. Das bezeichnendste Glied dieses Kristallins ist aber ein biotitreicher Plagioklasorthogneis (SiO_2 um 52—55%, schwach pleochroistischer grüner Biotit) bzw. ein feldspatführender Biotitglimmerschiefer (JUHÁSZ). Sie sind meist mit Mikroklingraniten vergesellschaftet, wahrscheinlich in migmatitischer Verbindung. Auch normale Mesoamphibolite und Mesoquarzite sind nicht selten in dieser Gesteinsgruppe enthalten. Sie sind auch durch permische Quarzporphyre durchbrochen. Die meso- und katakristallinen Schiefer enthalten aber oft auch Mineralien der Epizone (z. B. Chlorit). Es wurde daher eine ältere (vielleicht proterozoische) Meso- bis Katametamorphose und eine schwache (kaledonische oder herzynische) Diaphtorese angenommen. Diese Verhältnisse sind aber auch durch die beschriebene »metasomatische Altersinversion« und Migmatisation mit verschiedenen Metamorphosendgraden erklärlich, wodurch auch eventuell hier eine ältere granitoide Gruppe mit einer jüngeren kaledonisch-herzynischen Migmatisation annehmbar erscheint.

Ähnliche Gesteine sind aber nach Beobachtungen von SZEPESHÁZY und JUHÁSZ auch weiter NO-lich der Tiszalinie (Túrkeve, Endrőd, Biharnagybajom, Körösszegapáti) — an der *Gebieteinheit der Mittel-Tisza* (KŐRÖSSY) — vorhanden. Hier wurde in einem Biotit-Kalkglimmerschiefer asturische Kristallisation (315 M. J. K-A-Methode, STEGENA, KISS, 1966) gefunden. In der SO-lichen Ecke des Landes wurde in einem granitführenden Glimmerschiefer bretonische Kristallisation (386 M. J. K-A-Methode, STEGENA—KISS, 1966) festgestellt.

Somit zieht sich auch unter der Großen Tiefebene ein ziemlich herausgehobener kristalliner Zug von hauptsächlich mesozonalem Charakter in WSW—ONO Richtung vom Mecsekgebiet — wahrscheinlich etwa bis in das Réz-Gebirge, ev. sogar bis in das Marmuresgebiet.

In NO-Ungarn kommen unter einem mangelhaft erhaltenen Silur in der *Vily-Vitányer Scholle* (Zempléner Insel) polymetamorphe kristalline Schiefer bzw. Migmatite (PANTÓ, 1966 und KOVÁCH—PANTÓ, 1967) vor, mit einer ebenfalls herzynische Umkristallisationsperiode. Die mesokristallinen Schiefer der Vily-Vitányer Scholle sind in derselben Gesteinsprobe durch jungproterozoische (980—960 M. J. Sr-Rb-Methode) und herzynische (260 M. J. K-A-Methode) Altersangaben gekennzeichnet (KOVÁCH, SCHANIN). Die epimetamorphen Porphyroide, Chloritschiefer und Phylliten dieser Scholle sind dagegen durch kaledonische (takonisch-sardische: 394—450 M. J., Sr-Rb-Metho-

de) und herzynische (262 M. J., K-A-Methode) Kristallisation charakterisiert.

Über den Bau des Pannonischen Beckensystems siehe auch die Arbeit: »A map of geological development of SE-Europe« in diesem Band.

LITERATUR

Balkay, B.: Geol. Rundschau **50,** 396, 1960.
Balogh, K.: Jahresber. d. Ung. Geol. Anst. **48,** 2, 1964.
Bárdossy, Gy. und Langier-Kuźniarowa: **XXII.** Intern. Geol. Congr. Geol. Surv. of India, Calcutta, 1967. Im Druck.
Buda, Gy.: Annales Univ. Budapest, Ser. Geol. 1967. Im Druck.
Dank, V.: Földt. Közl. **95,** 123—139, 1965.
Földvári, A.: MTA Műszaki Oszt. Közl. **V,** 25—53, 1952.
Földvári, A.: Jahresber. d. Ung. Geol. Anst. **2,** 819—824, 1936—38.
Földvári, A.: Manuscript, 1967.
Földvári, A., Noszky, J., Szebényi, A., Szentes, F.: Arbeitsangaben der Regietiefforschung 1947—48.
Földvári-Vogl, M. und Kliburszky, B.: Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **7,** 5—12, 1961.
Jantsky, B.: Geol. Hung. **10,** 1957.
Jámbor, Á.: Jahresber. d. Ung. Geol. Anst. 1957—58, 103—119, 1961.
Juhász, Á.: Földtani Közlöny **95,** 375—381, 1965.
Kertai, Gy.: Földtani Közlöny **90,** 406—418, 1960.
Kiss, J.: Földtani Közlöny **81,** 264—274, 1951.
Kober, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Wien, 1955.
Kovách, Á.—Pantó, G.: Rb—Sr-check of Assyntian and Caledonian metamorphosis in NE-Hungary. Earth and Planetary Sci. Letter. In preparation.
Kőrössy, L.: Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **8,** 1—2, 377—394, 1964.
Küpper, H.: Földt. Közl. **95,** 292—297, 1965.
Metz, K.: Mitt. Geol. Ges. Wien, **50,** 201, 1958.
Oravecz, J.: Földt. Közl. **94,** 3—10, 1964.
Oravecz, J.: Földt. Közl. **95,** 401—408, 1965.
Oravecz, J.: Földt. Közl. 1967. Im Druck.
Pantó, G.: Jahresber. d. Ung. Geol. Anst. 1963, 227—241, 1966.
Scheffer, V.: Geofizikai Közl. **9,** 1959.
Schanin, L. L.: IGEM Moskau, persönliche Mitteilung, 1965.
Schwinner, R.: Geologie Österreichs, 1951.
Stegena, L., Gálfi, J.: Geofiz. Közl. **6,** 1, 53—61, 1957.
Stegena, L., Kiss, J.: ELGI, Geofizikai Közlemények **XVI,** 101, 1966.
Szalai, T.: Geofiz. Közl. **8,** 241—253, 1959.
Szalai, T.: Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **10,** 361—369, 1966.
Szádeczky-Kardoss, E.: Abstr. II. Geochem. Conf. Budapest, 1959.
Szádeczky-Kardoss, E.: Carp. Balkan Geol. Assoc. VII. Congr. Sofia, 1965, Reports, Part I. 1965.
Szádeczky-Kardoss, E.: Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **10,** 371—395, 1966.
Szebényi, L.: Jahresber. d. Regietiefforschung 1947.
Szepesházy, K.: Földt. Közl. **92,** 40—52, 1962.
Tollmann, A.: Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. Naturhist. Tagung in Wien, 1965.
Teleki, G.: Földt. Közl. **71,** 205—212, 1941.
Vadász, E.: Magyarország földtana (Geologie von Ungarn). II. Aufl. Budapest, 1960.
Varrók, K.: Jahresber. d. Ung. Geol. Anst. 1960, 7—20, 1963.
Vendl, A.: Jahrbuch d. Ung. Geol. Anst. **22,** 1—16, 1914.
Vendel, M.: Mitt. d. Berg- u. Hüttenm. Abt. Sopron, 1929.
Vendel, M.: Mitt. Geol. Ges. Wien, **51,** 1958—60.
Wieseneder, H.: Tschermaks Min. Petr. Mitt. 3. Folge, **11,** 203—208, 1966.

METAMORPHISM IN HUNGARY

By

E. Szádeczky-Kardoss, I. Bubics, Á. Juhász, J. Oravecz, G. Panfó, and K. Szepesházy

Abstract

The following main regions of metamorphites can be distinguished: 1. In the Sopron Mts. and beneath the Little Hungarian Plain, members of the nappe of the Lower Eastern Alps can be traced as far as about the environs of Csorna. They are made up of Hercynian (305 M. Y. as dated by the Rb/Sr method) epi- to mesozonal paraschists and orthogneisses which seem to originate in Early Palaeozoic or Algonkian rocks. 2. In the Kőszeg-Rechnitz Mts. and farther S there are mainly epimetamorphic Early Palaeozoic rocks such as Middle Devonian and Lower Carboniferous phyllites, calcareous schists and dolomites — facies of the Upper Eastern Alps. 3. S of Lake Balaton buried Murides-Korides occur — nappe of the Middle Eastern Alps affected by Breton-Sudetic metamorphism. 4. In the SW part of the Little Plain a subepimetamorphic basement extends up to about the Mecsek Region in the S and the Hernád Line in the E. It is composed of Silurian shales, flagstones, locally of graptolitic lydites, diabases, diabase tuffs, Na-keratophyric quartz porphyry; of Devonian limestones and calcareous schists; Lower Carboniferous shales, sandstones, and limestones; Permo-Carboniferous sandstone quartzites and silicified andesito-rhyolitic tuffs; and Permian quartz porphyry breaks. Developed in the zeolitic and greenschist facies, they are cut by Hercynian granites in the Velence Mts. (240 M. Y. as dated by the K/A method). 5. In South Hungary there is a zone of meso- to katacrystalline schists with migmatites and microlines extending from the Mecsek Mts. underground into the Great Plain's area to the NE. These rocks are mostly of Hercynian age (284 to 305 M. Y. as dated by Sr/Rb, 230 M. Y. by K/A, data up to 500 M. Y. available). In the mica-schists of the Great Plain Early Hercynian crystallization phases (315 and 386 M. Y. by the K/A method) have been detected. 6. In the Vily-Vitány Fault Block (NE Hungary) polymetamorphic Proterozoic and Hercynian mesoschists (about 970 M. Y. by Sr/Rb and 260 M. Y. by K/A) are overlain by Caledonian-Hercynian epi-schists-phyllites and porphyroids (394—450 M. Y. by Sr/Rb and 262 M. Y. by K/A).

МЕТАМОРФОЗ В ВЕНГРИИ

Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ, И. БУБИЧ, А. ЮХАС, Й. ОРАВЕЦ, Г. ПАНТО и К. СЕПЕШХАЗИ

Резюме

Могут быть выделены следующие главные области развития метаморфитов: 1. В Шопронских горах и в недрах Малой Венгерской Низменности прослеживаются отроги нижне-восточно-альпийского покрова примерно до района с. Чорна. Они сложены герцинскими (305 миллионов лет по данным Sr/Rb), эпи-мезозональными парасланцами и ортогнейсами, происходящими, по-видимому, от раннепалеозойских или альгонкийских пород. 2. В горах Кёсег—Рехниц и южнее их встречаются главным образом эпиметаморфические породы, в том числе среднедевонские и нижнекаменноугольные филлиты, известковистые сланцы и доломиты, представляющие собой верхневосточно-альпийскую фацию. 3. Южнее озера Балатон встречаются погребенные Муриды—Кориды — покров средне-восточно-альпийский, подверженный бретонско-судетскому метаморфозу. 4. В юго-западной части Малой Венгерской Низменности прослеживается субэпиметаморфический фундамент примерно до района гор Мечек на юг и до линии реки Хернад на восток. Он сложен силурскими глинистыми сланцами, плитняками, местами граптолитовыми лидитами, диабазами и их туфами; натриево-кератофирными кварцевыми порфирами; девонскими известняками и известковистыми сланцами; нижнекаменноугольными глинистыми сланцами и известняками; пермокарбоновыми песчаниковыми кварцитами и окремневшими андезиториолитовыми туфами; а также пермскими кварцевыми порфирами, секущими вышеперечисленные образования. Они выражены в цеолитовой и зеленосланцевой фациях и пересекаются герцинскими гранитами в горах Веленце (240 миллионов лет по данным К/А). 5. В Южной Венгрии протягивается зона мезокатакристаллических сланцев с мигматитами и микроклинами, прослеживающимися в недрах Большой Венгерской Низменности дальше на северо-восток. Рассматриваемые породы имеют

герцинский возраст (284—305 миллионов лет по данным Sr/Rb, 230 миллионов лет по K/A, но получены данные до 500 миллионов лет). В слюдяных сланцах Большой Венгерской Низменности были выявлены раннегерцинские фазы кристаллизации (315 и 386 миллионов лет по данным K/A). 6. В Вильвитаньской глыбе (СВ Венгрии) полиметаморфические мезосланцы протерозойского и герцинского возрастов (примерно 970 миллионов лет по данным Sr/Rb и 260 миллионов лет по K/A) подстилают каледонско-герцинские эписланцы — филлиты и порфириты (394—450 миллионов лет по данным Sr/Rb и 206 по K/A).

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 59—70 (1967)

DIE MESOZOISCHEN OPHIOLITHE DER RUMÄNISCHEN KARPATEN

Von

H. SAVU

GEOLOGISCHES STAATSKOMITEE, BUCUREȘTI

Die mesozoischen Ophiolithe Rumäniens enstanden in den längs der mobilen Zonen des Mureș-Gebirges, der Ost- und Südkarpaten gebildeten Geosynklinalräumen. Der initiale Magmatismus beginnt in den Ostkarpaten zu Ende der Trias, in den anderen Zonen im Jura, endet vor der austrischen Orogenese und setzt seine Tätigkeit nur in den Südkarpaten bis ins Cänoman-Turon fort.

In verschiedenen Assoziationen gruppiert, die eine gewisse Entwicklungsetappe des Magmatismus kennzeichnen, brachen Basalte, Anamesite (pillow-lava), Andesite, Trachyte, Dazite, Rhyolith, Spilite und Keratophyre aus. Mit den Vulkaniten sind auch geschichtete, basische oder ultrabasische, Intrusivkörper verbunden, wovon einige eine augenscheinliche rhythmische Sichtung aufweisen, die aus einer Abwechslung von Doleriten, Gabbros, Hyperithen und Gabbros mit vanadiumführenden Titanomagnetit besteht.

Die Differentiation der subkrustalen tholeiitischen Magma ist in der ersten Entwicklungsetappe schwach und geht von Gabbroidmagmen, zuweilen mit ultrabasischen Abscheidung, bis zu quarzführenden Gabbros und Mikropegmatiten. Diese Richtung ist die gleiche in der Entwicklung der »in situ« differenzierten Intrusivkörper. Die der Hauptorogenese vorangehenden Bewegungen beeinflussen die Entwicklung des Magmatismus derart, daß die Differentiation in der nachfolgenden Etappe entweder bis zu sauren Gliedern, oder zu alkalischen Magmen geht. In der spätesten Etappe führt die Magmadifferentiation zur Bildung der basaltspilitischen oder spilitkeratophyrischen Assoziationen.

Die Tätigkeit der thermischen Kontaktmetamorphose äußert sich selten, hingegen sind die Produkte der hydrothermalen Metamorphose viel verbreiteter.

Die alpinen Ophiolithe der rumänischen Karpaten sind in den mobilen Zonen, die im Mesozoikum als geosynklinale Räume wirkten, verbreitet. Die Hauptzone, in der sich der ophiolithische Magmatismus äußerte, ist jene des Mureș-Gebirges. Eine zweite Zone in der örtlich Ophiolithe auftreten, dehnte sich von dem Maramureș-Gebiet bis zur Donau aus und umfing die Ostkarpaten mit der kristallin-mesozoischen Zone und die Flyschzone sowie die Südkarpaten mit dem Getikum und dem Danubikum (Abb. 1).

1. Im Mureș-Gebiet bilden die ophiolithischen Gesteine einen basaltischen Komplex, der sich auf einer Länge von 190 km und einer Breite von ungefähr 40 km von Turda bis südlich von Lipova ausdehnt. Die ersten Ausbrüche fanden wahrscheinlich zu Beginn des Jura statt und sind durch submarine Basaltergüsse, zuweilen mit einer amygdaloidalen Textur und mit Abscheidungen in Form von »pillow lava«, ferner durch Andesite, Dolerite, Gabbros, sporadisch durch ultrabasische und Mikropegmatite vertreten.

Die Intrusivgesteine bilden subvulkanische Eruptivkörper-Intrusivgänge, Lakkolithe, »Dykes«, häufig mit betonter geschichteter Struktur (GIUŞCĂ, CIOFLICĂ, 1957; CIOFLICĂ, 1962; SAVU, 1962b).

Während der jüngsten kimmerischen Bewegungen veränderte sich der Charakter des initialen Magmatismus, da im Oberjura und im Neokom Basalte, Andesite, Limburgite, Oligophyre, Trachyandesite, Ortophyre, Dazite und Rhyolithe angetroffen wurden. Sie bilden gut individualisierte Vulkankegel, auf denen Korallenriffe auftreten (Tabelle 1).

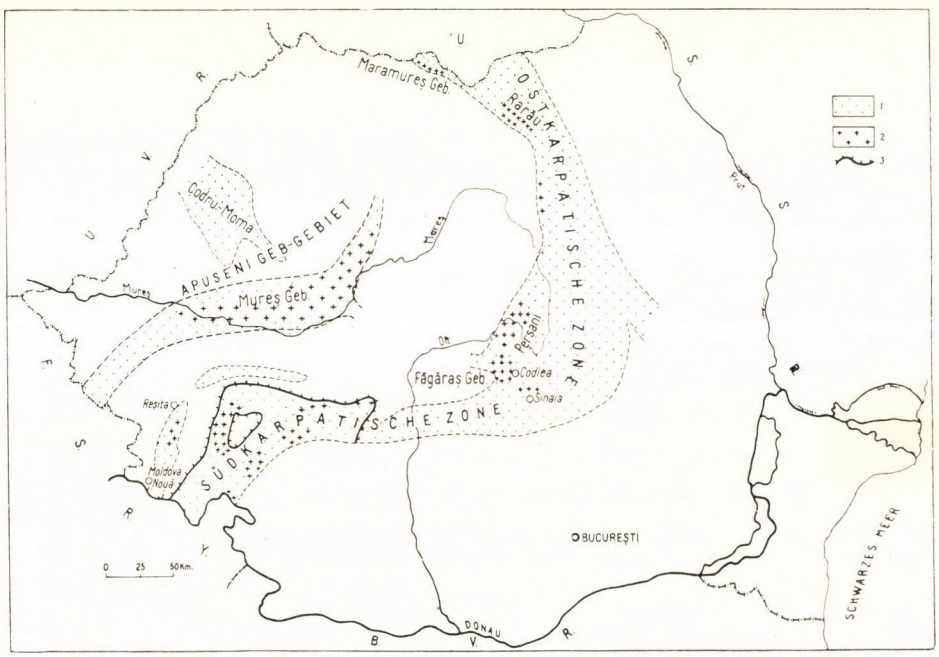


Abb. 1. Vereinfachte Skizze der mobilen Zonen (1) und der karpatischen Ophiolithe (2) auf dem Gebiet Rumäniens; (3) Überschiebung (nach H. Savu, 1967)

Gegen Osten hin setzt sich die magmatische Tätigkeit im Apuseni-Gebirge bis in das Aptien fort. In dieser letzten Etappe wurden im allgemeinen spilitische Gesteine abgelagert (GIUSCĂ u. Mitarb., 1963).

2. Der initiale mesozoische Magmatismus äußerte sich desgleichen in mehreren Zonen der Ost- und Südkarpaten. So bilden z. B. die Ophiolithe im Maramureş-Gebiet einen Eruptivkomplex aus Basalten — zuweilen amygdaloidalen — Spiliten und Doleriten, teilweise albitisierten, mit Pyroklastiten verbunden, der sich im unteren Teil der Neokomablagerungen (nach einigen Autoren Triasablagerungen) einschaltet. In derselben Zone bildeten sich vulkanogen-sedimentäre Formationen, wie z. B. die von BLEAHU beschriebene Stromatitformation von Mihailec und die Virtop-Formation.

Tabelle 1

Entwicklung des initialen Magmatismus des alpinen Zyklus

Alter der Ausbrüche		Apuseni-Gebirge (Drocea-Erzgebrige-Trascău)	Südkarpaten		Ostkarpaten			Orogenese- und Tektonogenese-Phasen
			Getikum	Danubikum	Perşani-Codlea-Gebiet	Kristallin-mesozoische Zone	Innere Flyschzone	
Kreide	Ober-							Subherzynische
	(Turon)			Spilite, Keratophyre				
	Unter-	Spilite, Limburgite, Trachyandesite, Trachyte		Serpentinite, Gabbros, Basalte, Spilite		Spilite, Serpentinite	Spilite	Austrische
Jura	Ober-	Basalte, Andesite, Oligophyre, Dazite, Rhyolythe	Basische Tuffe					Neokimmerische
	Mittel-	Mikropegmatite Gabbros, sporadisch Ultrabasite, Basalte, Anamesite, Dolerite						
	Unter-				Granitische Arfvedsonit-Porphyre, Bostonite, Syenite, Trachyte, Andesite			
Trias	Ober-				Alkalische Basalte, Oligophyre, Andesite, Basalte, Gabbros, Serpentinite	Basalte, Serpentinite, Gabbros		Paläokimmerische
	Mittel-							
	Unter-							

Gegen Süden hin, längs der kristallin-mesozoischen Zone der Ostkarpaten befinden sich in den Unterkreideablagerungen der Rarău-Synklinale eingeschaltete Spilite, die sich mit Radiolariten verbinden. Hier treten auch mit ladinischem Jaspis verbundene Ophiolithgesteine auf, mit denen die Serpentinite und Gabbros, die die westlich befindlichen kristallinen Schiefer durchziehen, wahrscheinlich synchron sind.

In den Sinaia-Schichten der Flyschzone treten zuweilen Spilitergüsse und mit Radiolarit verbundene basische Pyroklastite auf. Ähnliche Gesteine finden sich auch in den Azuga-Schichten, die eine Fazies der Sinaia-Schichten darstellen sollen (MURGEANU, PATRULIUS, 1959).

Einen besonderen Aspekt weist die Äußerung des initialen Magmatismus im Perșani-Gebirge und im Codlea-Becken auf. Im Perșani-Gebirge dauerte die erste Äußerungsphase vom Ende der Mitteltrias bis zum Beginn der Obertrias. Sie begann mit teilweise spilitisierten, von Peridotit und Gabbros, Dolerite und Gabbrodoleriten begleiteten Basalten und setzte sich mit Andesiten und Oligophyren fort, wonach durch Bostonitporphyre und Trachyt vertretene Gesteine besonderen Charakters folgten (CIOFLICĂ u. Mitarb., 1965).

Während des Lias äußerte sich der ophiolithische Magmatismus auch im Sedimentärbecken von Codlea und in der nordöstlichen Extremität des Făgăras-Gebirges. Die Eruptivgesteine des Codlea-Beckens bilden einen liassischen vulkanogensedimentären Komplex. Die vulkanischen Produkte sind durch Agglomerate und trachytische oder keratophyrische Tuffe vertreten, die von Augitolivinbasalten, seltener auch von Biotitbasalten durchzogen sind (MANILICI, 1956).

Das westlicher befindliche Făgăras-Kristallin wird seinerseits von einer Anzahl Doleritgängen und kleinen Serpentinitkörpern durchzogen, verbunden mit Trachytgängen, porphyrischen Syeniten, Quarzsyeniten und Bostoniten, Gesteinen also, die nach einigen Autoren mit den liassischen Vulkaniten des Codlea-Beckens übereinstimmen würden (MANILICI, 1956).

Die magmatische Tätigkeit wird in diesem Gebiet mit den paläokimmerischen Bewegungen in Verbindung gebracht. Die Bildung der Alkaligesteinsreihe im Gebiet des alpinen Orogens wurde wahrscheinlich durch die örtlichen geologischen Bedingungen bestimmt, da dieses Gebiet im Inneren der Karpatenbildung durch eine heterogene Struktur mit tiefen Brüchen gekennzeichnet ist, an der entlang die Einzelblöcke aufeinanderfolgende Hebungs- und Senkungsbewegungen erlitten (SAVU, 1967).

3. Gegen Westen hin, in den Südkarpaten, entwickelte sich der initiale Magmatismus insbesondere im Danubikum, während seine Tätigkeit im Getikum ganz unbedeutend und nur durch die in die Kalken des Oxford-Kimmeridges in der Reșița-Moldova Nouă Zone eingeschalteten basischen Pyroklastite vertreten war.

Die Geosynklinalzone des Danubikums entwickelte sich unter besonderen tektonischen Bedingungen; ihre Entfaltung war von einer weniger starken magmatischen Tätigkeit begleitet. In der Mehedinți-Hochebene befinden sich die ophiolithischen Gesteine an der Basis der Sinaia-Schichten der Severin-Decke, wo sie kleine linsenförmige Serpentinit-, Dolerit- und Gabbrokörper bilden (CODARCEA, 1940). Basische und ultrabasische Gesteine treten auch im Parîng-Gebirge auf, wo sie sich in der Kontaktzone zwischen der getischen Decke und dem danubischen Autochthon befinden.

Eine zweite Äußerungsphase des ophiolithischen Magmatismus im Danubikum fand nach den austrischen Bewegungen statt, als Diabase, Spilite, Keratophyre und Bostonite ausbrachen und besonders in Form von Pyroklastiten und seltener als Ergüsse oder Gänge auftraten. Die basischen Gesteine enthalten oft in Chlorit umgewandelten Augit und Albit; die Keratophyre dagegen bestehen aus einer Paste mit divergenter oder fluidaler Struktur, mit Orthoklaseinsprenglingen in verschiedenen Albitisierungsstadien (Schachbrettalbit). Diese magmatischen Produkte schalten sich in den unteren Teil des cenoman-turonischen Wildflysches ein; dies bezeugt, daß in dieser Zone die Tätigkeit des initialen Magmatismus erst vor den subherzynischen Bewegungen aufhörte.

Struktur der subvulkanischen Eruptivkörper

Die Intrusionen basischer oder ultrabasischer Magmen, die in dem Paket basaltischer Laven abgelagert wurden, erlitten einen Differentiationsprozeß »in situ«, so daß sich verschiedene, für das Drocea-Gebiet charakteristische, geschichtete Intrusionskörper ergaben.

Einige aus ultrabasischen Gesteinen aufgebaute Eruptivkörper (Roșia Nouă) bestehen aus einem peridotischen Basalhorizont, über dem ein Troktolith- und Melagabbro-Horizont folgt, der einen dritten, den Olivingabbro-Horizont trägt. Die Zusammensetzung des Plagioklases in den Gesteinen dieses Eruptivkörpers entspricht dem Labrador, während jene des Olivins zwischen Fo46 Fa54 im peridotitischen und bis zu Fo80 Fa20 im Olivin-Gabbro-Horizont schwankt. Dies zeigt, daß sich die senkrechte Ungleichartigkeit des Intrusivkörpers nicht nur durch die unterschiedliche petrographische Zusammensetzung der ultrabasischen und basischen Horizonte verrät, sondern auch durch die Verschiedenheit der chemischen Zusammensetzung der wesentlichen Mineralbestandteile (SAVU, 1962a).

Die meisten Eruptivkörper bestehen aus gabbroidischen Gesteinen wie das Intrusivlager von Căzănești-Ciungani, in dessen Struktur, im unteren Teil eine mikrogabbroidale Randfazies festgestellt wurde, der ein überwiegend doleritischer Horizont, ein Gabbrohorizont mit Titanmagnetit und ein oberer, aus Diopsidgabbro bestehender Horizont überlagert ist (Tabelle 2). Die

Tabelle 2

Zusammensetzung des Intrusivlagers von Căzăneşti-Ciungani

Horizont	Hauptgestein	Fazies	Mächtigkeit in Metern		Bemerkungen
			Rand-	Mittel-	
			Zone		
Gabbro mit Diopsid	Gabbro mit Diopsid	Anorthosit, Leukogabbro	100	25	
Magnetitgabbro	Magnetitgabbro Magnetithyperit	Gabbro, Hyperit, Olivingabbro, Magnetit- und Olivingabbro	30—40		Unterbrochener Horizont auf die Randzonen beschränkt. Höchster Titanmagnetitgehalt.
Dolerit	Dolerit, Augitgabbro	Magnetitgabbro, Hypersthendolerit, Hypersthen-Magnetit-Dolerit, Magnetitdolerit, Troktolithe, Gabbro	10—20	100	Weist die betonteste mineralogische und strukturelle Variation auf
Beerbachit	Beerbachit	Mikrogabbro	50		

Zusammensetzung des zonierten Plagioklasfeldspates in den Gesteinen dieses Eruptivkörpers schwankt von Bytownit (An 70—80) im oberen Horizont, bis zum Labrador (An 55—70) im magnetitführenden Gabbrohorizont. Auch der Klinopyroxen schwankt von Diopsid (En33 Fa15 Wo52) im oberen Horizont bis zu Augit (En40 Fa19 Wo41) im magnetitführenden Gabbrohorizont (CIOFLICĂ, 1962).

Durch die Differentiation »in situ« unter den Bedingungen eines wechselnden Dampfdruckes, bildete sich im unteren Teil einiger Eruptivkörper eine rhythmische Schichtung, die in Gestalt zentimetermächtiger Streifen aus Gabbro, Doleriten, Hypersthen und magnetitführenden Gabbros, Quarzgabbro und Anorthosit — wie im Dyke von Almaş-Seliște (CIOFLICĂ, SAVU, 1962) — oder aus Doleriten, diopsidführenden Gabbros und magnetitführenden Gabbros — wie im Eruptivkörper Julița (Abb. 2) — besteht.

Andere Intrusivkörper (Almăşel und Cuiaş) bestehen aus einer bedeutenden diopsidführenden Gabbrointrusion, in deren Masse schmale Horizonte magnetitführender Gabbros auftreten, die auf eine rudimentäre geschichtete Struktur deuten. Meistens sind diese Horizonte von olivinführenden Gabbros und von den durch pegmatoide Quarzdiorite und Mikropegmatite vertretenen sauren Spaltungen der subkrustalen Magmen durchzogen (SAVU, 1962b).

In einigen Gebieten des Drocea-Gebirges bilden die Mikropegmatite, die magnetit- und diopsidführenden Gabbros unbedeutende, unabhängige Gänge oder Dykes.



Abb. 2. Rhythmische Schichtung im Gabbrokörper von Julița (Photo H. Savu, 1966)

Aspekte der ophiolithischen Magmendifferentiation

Was die Entwicklung der subkrustalen, des aus den beschriebenen ophiolithischen Gesteinsassoziationen entstandenen tholeiitischen Magmas betrifft, wird festgestellt, daß der initiale Magmatismus überall dort, wo er sich äußerte, gewöhnlich mit schwachdifferenzierten basischen Magmen beginnt. In dieser ersten Erscheinungsetappe — präorogen — verläuft die Differentiation von den gabbroidalen Magmen bis zu den ultrabasischen Abscheidungen vom Peridotit-Magmentyp, und es kommt häufig zur Bildung von Dolerit und Quarzgabbros oder Mikropegmatiten (Drocea-Gebirge). Die petrogenetische Basalt-Anamesit-Dolerit (Ultrabasit-Gabbro-Mikropegmatiten-) Assoziation ist charakteristisch.

Die Magmen, aus denen die geschichteten Intrusivkörper hervorgingen, folgen gewissermaßen derselben Differentiationsrichtung wie das subkrustale Magma (Abb. 3). Sie sind jedoch durch verschiedene Oxidationsgrade gekennzeichnet, was den fortschreitenden Gang der Differentiation verschiedenartig beeinflußte (Cioflică, Savu, 1960).

So folgten die Magmen der ultrabasischen Eruptivkörper von Roșia Nouă mit ihrem geringen Oxidationsgrad während der Differentiation einer normalen Entwicklung, in der die Magnetitbildung als letzter Bestandteil des Kristallisierungsprozesses ausblieb. Der höchste Eisengehalt, der sich in der

Magma als FeO vorfindet, war im Olivin, dem ersten kristallisierten Eisenmagnesiummineral, eingeschlossen.

Zum Unterschied von den anderen ophiolithischen Gesteinen zeichnen sich die ultrabasischen Eruptivkörper durch einen höheren Ni-, Co- und Cr-Gehalt, sowie durch das Fehlen der vanadiumführenden Titanmagnetite aus (SAVU, UDRESCU, 1967).

Der fortgeschrittene Oxidationsgrad der Magmen in den geschichteten Gabbrokörpern, wie z. B. derjenige von Căzăneşti-Ciungani, hatte zur Folge,

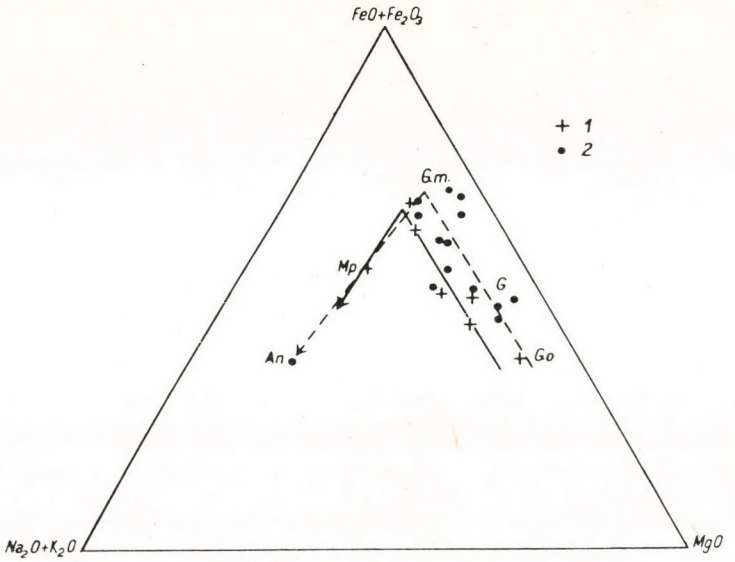


Abb. 3. Differentiation der tholeiitischen Magmen in den Eruptivkörpern von Cuiaş (1) und Căzăneşti-Ciungani (2) im Drocea-Gebirge. G. o. Olivingabbro; G. Gabbro; G. m. Magnetitgabbro; Mp. Mikropegmatit; An. Anorthosit

daß ersterer den Plagioklas kristallisierte, der dann aufwärts stieg und den oberen diopsidführenden Gabbrohorizont erzeugte, in welchem auch Anorthositabscheidungen auftreten. An der Basis der Intrusion bildete sich die Randfazies und der doleritführende Horizont, in welchem noch Troktolithe und olivinführende Gabbros auftreten. Zu gleicher Zeit erfolgte die allmähliche Wanderung des magmaführenden Eisens in die unteren Zonen des Intrusivlagers. Durch die Anreicherung der residuellen Magmen in diesem Bestandteil kommt es zur Bildung des magnetitführenden Gabbrohorizontes, in dem die Kristallisationsreihe folgende war: Labrador, Olivin, Hypersthen, Augit, Magnetit und Ilmenit (CIOFLICĂ, 1962).

Die geochemische Wirkung dieser Differentiation »in situ« wird sowohl durch die Konzentration von Ti, V und Co in den mit Eisen angereicherten residualen Magmen unterstrichen als auch durch den geringen Sr- und Ba-

Gehalt, im Verhältnis zu den anderen Differentiationsprodukten der geschichteten Eruptivkörper, (SAVU, UDRESCU, 1967).

Nach diesem ersten Entwicklungsstadium wird die Differentiation der subkrustalen tholeiitischen Magmen durch die in der Geosynklinalzone stattfindenden Änderungen beeinflußt, die durch die der Hauptorogenese vorangegangenen (paläokimmerischen oder neokimmerischen) Bewegungen bewirkt wurden. In diesem zweiten Stadium folgt die Differentiation mehreren petrogenetischen Linien, die entweder zu sauren Gliedern oder zu Alkali- oder Spilitmagmen führen (SAVU, 1962c).

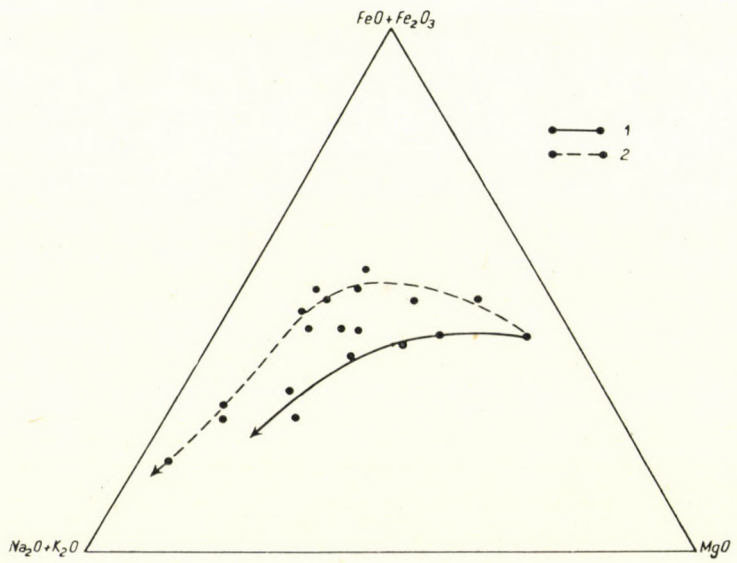


Abb. 4. Magmendifferentiation im Oberjura und in der Unterkreide im Drocea-Gebirge. 1. Kalkalkalireihe; 2. Alkalireihe

Im Drocea-Gebirge folgte die Magmadifferentiation hauptsächlich einer durch die Basalt-Andesit-Rhyolith-(Granitporphyr) Assoziation vertretene Kalkalkalilinie sowie einer durch die Basalt-Limburgit-Oligophyr-Trachyandesit-Ortophyr-Reihe (Abb. 4) vertretene Alkalilinie. Im Perșani-Gebirge entspricht die Subalkalilinie der Basalt-Andesit-Oligophyr-Reihe, während die Alkalilinie durch die Basalt-Andesit-Trachyt-Bostonit-Arfvedsonit-Granitporphyr-Assoziation verdeutlicht wird. Im Codlea-Becken und im Făgăraș-Gebirge war die Differentiation noch entwickelter und hatte eine stark alkalische Reihe zur Folge. Der Wert des Peacock-Indexes für die Alkalireihen im Perșani- und Făgăraș-Gebirge sowie im Codlea-Becken beträgt 48,5.

Im spätesten Äußerungsstadium des initialen Magmatismus führte die Differentiation der tholeiitischen Magmen zur Bildung einer stark albitisierten Gesteinsreihe, so z. B. die Basalt-Spilit-Assoziation im Barrem-Apt des Apu-

seni-Gebirges und in der Unterkreide der Südkarpaten oder die Spilit-Keratophyr-Reihe im Wildflysch des Danubikums. Na_2O wiegt in beiden Gesteinsreihen dem K_2O gegenüber vor.

Die Tätigkeit des initialen Magmatismus war von thermalen und hydrothermalen Kontakt- sowie von Autometamorphoseerscheinungen begleitet.

Die Kontaktmetamorphose ist in der Nähe der Gabbrointrusionen im Drocea-Gebirge (Almaș-Săliște) viel charakteristischer; hier wurden die Basaltergüsse in Kontaktgesteine umgewandelt, die sich bei hoher Temperatur gebildet hatten, wie z. B. in diopsid- und hornblendeführenden Hornfels. Dasgleichen wird die Einwirkung des Kontaktes der Doleritsills und der basischen Gesteinsintrusionen auf die Azuga- oder Sinaia-Schichten in den Süd- und Ostkarpaten erwähnt.

Die aus der magmatischen Quelle der Ophiolithe und dem Gabbrokörper freigewordenen hydrothermalen Lösungen bewirkten verschiedene Umwandlungen.

Bei höherer Temperatur bildeten sich epidotisierte basische Gesteine, in denen folgende Paragenese angetroffen wird: saurer Plagioklas-Epidot-Amphibol- (Aktinolith)- Quarz- (Kalzit), der sich in einer Epidot-Amphibolit-Fazies bildete. Bei niederer Temperatur bildeten sich Gesteine, die durch die der Grünschiefer-Fazies eigene Albit-Chlorit-Kalzit-(Prehnit-) Paragenese kennzeichnet sind. Die späten Lösungen bei niedrigsten Temperaturen führten in den Rissen der basischen Gesteine zur Zeolithablagerung, häufig auch nur Zeolithisierung ihrer Feldspate, Umwandlungen die unter den Bedingungen der zeolithischen Fazies erzeugt wurden.

Die die mesozoischen Ophiolithe begleitende Metallogenese äußerte sich durch die Bildung liquid-magmatischer titanomagnetit- und nickelführender Pyrrhotin-Konzentrationen, der hydrothermalen Pyrit- oder Kupferkiesmineralisationen in Form von Stockwerken und Gängen sowie der mit dem Jaspis an der Basis der Sinaia-Schichten im Drocea-Gebirge verbundenen vulkanogen-sedimentären Manganerzlagerstätten (Papiu, 1953).

LITERATUR

Cioflică, G.: Studiul mineralogic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani (Munții Drocea). An. Com. Geol. **XXXII**, 257—423, 1962.

Cioflică, G.—Savu, H.: Noi contribuții la cunoașterea posibilităților de formare a titanomagnetitelor din Munții Drocea. Stud. Cercet. Geol. Acad. R. P. R., **V**/1, 693—709, 1960.

Cioflică, G.—Savu, H.: Stratificația ritmică din dyke-ul de gabbro de la Almaș-Săliște (Munții Drocea). Stud. Cercet. Geol. Acad. R. P. R., **VII**/1, 127—140, 1962.

Cioflică, C.—Patrulius, D.—Ionescu, Jeana—Udubașa, G.: Ofiolitele alohtone triasice din Munții Perșani. Stud. Cercet. Geol. Geofiz. Geogr. Ser. Geol. **10**/1, 161—182, 1965.

Codarcea, Al.: Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți, An. Inst. Géol. Roum. **XX**, 1—74, 1940.

Giușcă, D.—Cioflică, G.: Structura pînzei intruzive de la Căzănești-Ciungani. An. Univ. C. I. Parhon nr. **13**, 163—173, 1957.

GIUȘCĂ, D.—CIOFLICĂ, G.—SAVU, H.: Vulcanismul mesozoic din masivul Drocea. Congr. V. Asoc. Geol. Carpato-Balc. București, **II**, Secț. I, 31—44, 1963.
MANILICI, V.: Studiul petrografic al rocilor eruptive mesozoice din regiunea Poiana Mărului — Sinca Nouă. An. Com. Geol. **XXIX**, 5—75, 1956.
MANILICI, V.—VÎLCEANU, P.: Beiträge zum Studium der Effusivgesteine des Codlea-Beckens. Congr. V. Assoc. Geol. Carpato-Balcanică, București. **II**, Secț. I, 119—122, 1963.
MURGEANU, G.—PATRULIUS, D.: Flișul cretacic din regiunea pasului Predeluș. Stud. Cercet. Geol. Acad. R. P. R. **IV**, nr. 1, 25—36, 1959.
PAPIU, V. C.: Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). Bul. St. Acad. R. P. R., **V**, nr. 1, 109—213, 1953.
SAVU, H.: Asupra unor iviri de roci ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureșului. D. S. Com. Geol. **XLIV**, (1956—1957), 60—73, 1962a.
SAVU, H.: Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrologiei ofiolitelor din Masivul Drocea. An. Com. Geol. **XXXII**, 211—256, 1962b.
SAVU, H.: Chimismul vulcanitelor jurasic-superioare — cretacic inferioare din Munții Drocea. D. S. Com. Geol. **XLVII** (1959—1960) 199—220, 1962c.
SAVU, H.: Considérations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mesozoïques de Roumanie. An. Com. Stat. Geol. **XXXVI**. 1967 (im Druck).
SAVU, H.—UDRESCU, C.: Paleotemperatura și geochimia gabbrourilor de la Cuiaș (Munții Drocea). D. S. Com. Stat. Geol. **LIII**/2, 1967. (im Druck).

THE MESOZOIC OPHIOLITES OF THE ROUMANIAN CARPATHIANS

By

H. SAVU

Abstract

The Mesozoic ophiolites of Roumania were formed in geosynclinal belts along the mobile zones of the Mureș Mts. and the Eastern and Southern Carpathians. The initial magmatism began in the Eastern Carpathians at the end of the Trias, in the other zones during the Jurassic. It came to an end in the Austrian orogeny, and it was only in the Southern Carpathians that magmatism continued till the Cenomanian-Turonian.

Grouped in different associations specifying each a given stage in the development of magmatism, a variety of igneous rocks including basalt, anamesite (pillow lava), andesite, trachyte, dacite, rhyolite, spilite, and keratophyre came to eruption. The volcanites are associated with intrusive bodies stratified, basic or ultrabasic. Some of these exhibit a strikingly rhythmical stratification consisting of an alternation of dolerite, gabbro, hyperite, and gabbro with vanadium-bearing titanomagnetite.

The differentiation of the subcrustal tholeitic magma was poor in the first stage of development, ranging from gabbroidal magma with sporadical ultrabasic differentiates to the quartz-bearing gabbroes and micropegmatites. This same trend was followed by the evolution of the intrusive bodies differentiated "in situ". The pre-main-orogenic movements produced such an influence on the subsequent phases, for differentiation in each subsequent phase led either to acid members or to alkalic differentiates. In the latest phase the differentiation of magma resulted in the formation of basalto-spilitic or spilito-keratophyric associations.

Contact metamorphism by thermal effect rarely occurred. However, the products of hydrothermal metamorphism are wide-spread.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ РУМЫНСКИХ КАРПАТ

Х. САВУ

Резюме

Мезозойские офиолиты Румынии образовались в геосинклинальных пространствах, формировавшихся вдоль подвижных зон гор Мурешь, а также Восточных и Южных Карпат. Начальный магматизм появляется в Восточных Карпатах в конце триасового периода, в других зонах — в юре, кончается перед австрийским орогенезом и продолжает свою деятельность лишь в Южных Карпатах до сеномана-турона.

Группировавшись по-разному (причем, различные сообщества отражают разные этапы развития магматизма), извергались базальты, анамезиты (подушечная лава), андезиты, трахиты, дациты, риолиты, спилиты и кератофиры. С вулканитами связаны также наслоенные, основные и ультраосновные интрузивные тела; некоторые из них обнаруживают наглядно ритмическую слоистость, где представлены чередующиеся долериты, габбро, гипериты и габбро с ванадийсодержащим титаномагнетитовым оруденением.

В первом этапе развития дифференциация подкоровой толеитовой магмы была выражена слабо и варьировала от габброидовых магм с возможными ультраосновными выделениями до кварценосных габбро и микропегматитов. Это направление развития совпадает с тенденцией развития дифференцировавшихся в «первичном залегании» интрузивных тел. Предшествующие главному орогенезу движения сказываются на развитии магматизма так, что дифференциация в последующем этапе тяготеет либо к кислым, либо к щелочным членам дифференциационного ряда. В позднейшем этапе дифференциация магмы приводит к формированию базальто-спилитовых или спилито-кератофировых ассоциаций.

Деятельность термического контактового метаморфизма редко имеет место, в то время как продукты гидротермального метаморфизма гораздо более широко представлены.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 71—76 (1967)

DER SOG. OPHIOLITHISCHE MAGMATISMUS IN UNGARN

Von

E. Szádeczky-Kardoss
GEOCHEM. FORSCHUNGSLAB. D. UNG. AKAD. D. W., BUDAPEST

Á. Juhász
OEL UND GAS TRUST, BUDAPEST

G. Pantó und K. Szepesházy
STAAT. GEOL. ANST. UNGARNS, BUDAPEST

V. Széky-Fux
EÖTVÖS L. UNIVERSITÄT, BUDAPEST

Der initiale Magmatismus des alpinen Zyklus ist an der Oberfläche einerseits in Nordungarn im Bükk-Gebirge und Bodvagebiet durch komplexe Lakkolite mit Zedernbaumstruktur dioritischer bis wehrlithischer Zusammensetzung, ferner durch ignimbritische Fluttuffe und Lavaergüsse, Quarzporphyre mit nachträglicher Albitisierung und Pillow-Diabase vertreten. Diese sind zumeist triassischen Alters.

Anderseits kommen in S-Ungarn, im Mecsek-Gebirge hauptsächlich kretazeische Alkalidiabase, basaltische Alkalidiabase und untergeordneter Phonolit vor, zumeist als subaquatischer Pillow und Hyaloklastit-Peperitbildungen und als nachträgliche Sille und Dyke.

Im bedeckten Teil der Tiefebenen unter den neogenen Ablagerungen sind aus Tiefbohrungen verschiedene, zumeist kretazeische »ophiolithische Gesteine«, hauptsächlich basische agglomeratische Pyroklastika bekannt (Tabelle). Das größte Vorkommnis stellt ein 350 km² großes Gebiet bei Nagykőrös (zwischen der Donau und Tisza) dar.

Ältere ophiolithische Gesteine sind unter der Großen Tiefebene zumeist in Amphibolite umgewandelt.

Der initiale Magmatismus des pannonischen Beckens ist ziemlich abweichend von dem Stilleschen Schema. Zeitlich scheint er z. T. verspätet zu sein, und seine Zusammensetzung ist durchschnittlich viel saurer als der theoretische Typus. (Diese abweichenden Eigenschaften des sog. ophiolithischen Magmatismus sind übrigens auch in anderen Gebieten feststellbar.)

An der Oberfläche oder in deren Nähe kommt der »initiale« Magmatismus hauptsächlich im Bükk-Gebirge und nördlich davon im Bodvatal, ferner im Mecsek-Gebirge vor.

Im *Bükk-und Bodvagebiet* sind Quarzporphyre und ein an Gesteinsarten sehr reicher basischer bis ultrabasischer Komplex von gabbroidalen Gesteinen bzw. in der Nähe der Oberfläche vom Diabas bis zum erzreichen Wehrlit vertreten. Sie stellen komplexe Lakkolithe etwa mit der bekannten Zedernbaumstruktur dar. Die Quarzporphyre aber sind etwa als ignimbritische Fluttuffe mit Lavaergüssen zu deuten. Im östlichen Teil des Bükk-Gebirges kommen im Anisus Porphyrite (Paleoandesite) und im Ladin Diabase, teilweise mit Pillowstruktur und Quarzporphyre mit Fluttuffstruktur vor. Da gewisse Glieder dieser Gesteinsserien nicht die übrigens vorhandenen Spuren einer schwachen metamorphen Umwandlung zeigen, nimmt ein Teil der Autoren außer dem mitteltriassischen auch ein jüngeres, etwa unterkretazeisches Intrusionsalter an.

Tabelle

Bohrangaben ophiolithischer Gesteine
(Große Tiefebene und Transdanubien)

Ort und Nummer der Bohrung	Tiefe	Gesteinscharakter und Autor
	Alpiner Zyklus	
Kiskőrös (Kk.—1)	1500 m	Feinkörnige basische Gänge, den Trachydoleriten des Mecsek-Gebirges ähnlich im Dogger und Lias wahrscheinlich unterkretazeisch (Dubay)
Nagykőrös (Nk—18)	1157—1240 m	Stark zersetztes kleinkörniges basisches Vulkanit, ev. vulkanischer Tuff (Szepesházy)
Nagykőrös—Hangács (NkH—1)	1165—(1215) m	Holokristalliner porphyrischer basischer Vulkanit mit Plagioklas und Augit-Einsprenglingen (Szepesházy)
Jászkarajenő (Jk—1)	1501—(1560) m	Feinkörniger, lavaartiger basischer Vulkanit, mit zersetztem Glas (Szepesházy)
Jászkarajenő (Jk—2)	1449—(1470) m	Basisches vulkanisches Agglomerat (Szepesházy)
Szandaszőllős (Sza—1)	1930—(2022) m	Basisches vulkanisches Agglomerat mit tuffigem Bindemittel (Szepesházy)
Szandaszőllős (Sza—2)	1864—(2053) m	Basisches vulkanisches Agglomerat, kalzitreich (Szepesházy)
Szandaszőllős (Sza—4)	1932—(2051) m	Feinkörniges lavaartiges basisches Gestein mit Mandelsteinstruktur (Szepesházy)
Szandaszőllős (Sza—6)	1878—(2024) m	Basisches vulkanisches Agglomerat (Szepesházy)
Szandaszőllős (Sza—15)	1852—(1858) m	Basischer Vulkanit mit Mandelsteinstruktur Grenze der Unter- und Obekreide (Szepesházy)
Szolnok (Szo—1)?	2238—(2443) m	Basisches vulkanisches Tuff-Agglomerat ev. Konglomerat-Komplex. Kretazeisches oder umgelagertes Eozän (Dubay—Szepesházy)
Tóalmás (To—2)	um 2200 m	Serpentinisierter Diabas (kretazeisch?) (Csongrády)
Ebes (Eb—1)	1798—1914 m	Kleinkörniger Diabas, Mandelsteinstruktur Kretazeisch (Csongrády)
Ebes (Eb—12)	1396—1526 m	Zersetzter Diabas kretazeisch (Ravasz)
Inke (I—9)	1704—1732 m	Spilit und Spilitdiabas mesozoisch ev. paläozoisch (Szepesházy)
Kilimán (Ki—3)	1098 m	Dolerit mit Olivin? (Széky-Fux)
Görgeteg Babocsa (Gb—6)	2300 m	Chloritisierter, serpentinisierter Amphibolit im Gneis, altpaläozoisch oder älter (Szepesházy)
Battonya Ost (Bat K—1)	1078—(1095) m	Amphibolit, altpaläozoisch oder älter (Szepesházy)
Endrőd (En—1)	2900—(2941) m	Amphibolit, altpaläozoisch oder älter (Szepesházy)
Öttömös (Öt—1)	1388—(1463) m	Amphibolit, altpaläozoisch oder älter (Szepesházy)

Amphibolite (etwa: alte Ophiolithe) in der Großen Tiefebene

Ort und Nummer der Bohrung	Tiefe	Gesteinscharakter und Autor
Biharnagybajom (Bi—20)	1127—(1130) m	Amphibolit, altpaläozoisch oder älter (Szepesházy)
Furtazsáka (Fu—3)	2223—2232 m	Amphibolit im Gneis, altpaläozoisch oder älter
Kőrösszegapáti (K—3)	1842,5—(1843,5) m?	Amphibolit ?
Kőrösszegapáti (K—4)	1755—(1863) m	Amphibolit ?
Kőrösszegapáti (K—8)	1634,1—(1634,8) m?	Amphibolit ?
Miske (Mis—1)	598—617 m	Amphibolit, altpaläozoisch oder älter (Juhász)
Szank-Süd (Szk D—1)	2015—2016 m	Amphibolit, altpaläozoisch oder älter (Juhász)
Szank—26	1797—1798,5 m	Amphibolit, altpaläozoisch oder älter (Juhász)

Im Bodvatal sind — außer Quarzporphyren — gabbroide Gesteine vorhanden, die durch eine nachträgliche Albitisierung mit Prehnitbildung Na-Charakter erhielten. Sie sind daher keine primären Spilite oder Essexite, wie zunächst angenommen wurde. Eine nachträgliche Albitisierung kommt auch im Bükk-Gebirge vor. Im östlichen Bükk-Gebirge ist örtlich auch stärkere Kaliumvormacht bekannt. In der Fortsetzung des Bükk-Gebirges bei Sajóhídvég wurde Diabas erbohrt.

Im Mecsek-Gebirge begann die vulkanische Tätigkeit erst an der Grenze Berriasien-Valanginien. Die ersten vulkanischen Produkte sind marine, subaquatische Flachwasserbildungen und haben oft Pillow- bzw. Hyaloklastit-Peperit-Struktur. Die farbigen Gemengeteile sind teils durch Illit-Nontronit vertreten, die Grundmasse enthält Kalzit und Analzim. Der Plagioklas ist verhältnismäßig frisch erhalten. Die späteren Stadien der Vulkantätigkeit haben schon am Festland stattgefunden und haben zumeist subvulkanischen (Sill, Dyke) Charakter.

Drei Haupttypen dieser Gesteine können unterschieden werden:

1. Basaltische Alkalidiabase (früher »basaltische Trachydolerite« genannt): feinkörnig, dicht mit glasiger bis holokristallin-porphyrischer Struktur. Olivin + Titanaugit um 50%; viel Magnetit und Ilmenit, Labradorit-Bytownit. Normal essexitischer, theralitisch-gabbroider und hornblenditischer Chemismus.

2. Alkalidiabase (früher »typischer Trachydolerit« genannt). Sie sind stets kontinentale Bildungen und erfüllen meist randliche Gänge. Struktur zumeist holokristallin-porphyrisch, diabasisch. Die Menge der Phänokristalle ist geringer, die Dimensionen der Plagioklase größer als im vorigen Typus. Erste Generation der Plagioklase bildet Labradorit, die zweite Andesin bis

Oligoklas, selten auch Kalifeldspat. Menge der Feldspate meist mehr als 50%. Basaltischer Augit, wenig Biotit, basaltischer Amphibol, z. T. etwas Olivin, stets Apatit und Erz. Essexitischer bzw. nosykombitischer Magmentypus.

3. Phonolite in zwei engbegrenzten Bezirken: trachytische Struktur, pertithische, meist sauere Plagioklase, wenig Nephelin, Aegirin, Aegirinaugit, Barkievikit. Grundmasse Analzim und Natrolit. Chemismus foyaitisch.

Der Chemismus aller dieser Gesteine ist durch die durchbrochenen permischen und mesozoischen — teils karbonatischen — Schichten stark beeinflußt. In den Ganggesteinen der Komlóer Steinkohlenbergbaugegend sind Karbonat- und Sulfotrachydolerite entstanden.

In dem bedeckten Teil der Großen Tiefebene sind die ophiolithischen Gesteine seltener als — auf Grund der magnetischen Anomalien — früher angenommen wurde. Ein größeres Ophiolithgebiet von jung-unterkretazeischem Alter ist im Duna—Tisza-Zwischengebiet bei Nagykőrös—Szandaszőllős in einem elliptischen Gebiet von etwa 350 km^2 mit etwa NO-Streichrichtungen vorhanden. Es stellt eine Lava- und Pyroklastit-Masse mit chloritisierten Mafiten, basischen Plagioklasen und verhältnismäßig vielen Erzmineralien dar. Kleinere ophiolithische Massen sind bei Hajdúszoboszló (Ebes mit Pyroxendiabasen), Kunmadaras (basischer Andesit), ferner bei Hatvan (Tura, Diabas), bei Szolnok (Kengyel, präeozäner basischer Andesit) und in SW, bei Kiskőrös (Trachydolerit, wahrscheinlich ebenfalls unterkretazeisch) vorhanden.

Die übrigen magnetischen Maxima entsprechen neogenen dazitischen, andesitischen, sogar rhyolithischen Massen und Amphiboliten der alten kristallinen Schiefergruppe dar.

Im Drávabecken südlich vom Mecsek-Gebirge bei Inke wurde unter dem Miozän ein Körper von Spilit bzw. spilitischem Diabas mit Kalkstein, Radiolarit und Tonschiefer erbohrt. Auf Grund der petrographischen Analogien mit dem Vorkommen von Medvenice können diese Gesteine als oberkretazeisch (oder vielleicht etwa älter) angenommen werden.

SW-lich von dem Balatonsee bei Kilimán kommt unter pannonischen Schichten ein basischer Vulkanit, etwa Olivindolerit vor, dessen Alter aber noch unsicher ist.

Alte basische Metamorphite, etwa *Amphibolite* wurden an vielen Orten (z. B. Miske, Szank, Öttömös, Endrőd, Battonya) erbohrt.

LITERATUR

Bilik, I.: Carp. Balk. Ass. Magm. Sect. Kolloq. Pécs, 1966.
Lengyel, E.: Ann. Inst. Geol. Hung. **46**/2, 251—381, 1957.
Mauritz, B.: Földt. Int. Évk. **21**, 151, 1913.
Pantó, G.: Ann. Inst. Geol. Hung. **49**/3, 979—997, 1961.
Pantó, G.—Földvári-Vogl, M.: Ann. Inst. Geol. Hung. **39**/3, 1—16, 1950.
Széky-Fux, V.: Acta Geol. Hung. **1**, 269, 1952.
Szentpétery, Zs.: Ann. Inst. Geol. Hung. **41**/1, 93—97, 1953.
Víczián, I.: Jahresber. d. Ung. Geol. Anst. für 1964, 75—93, 1966.

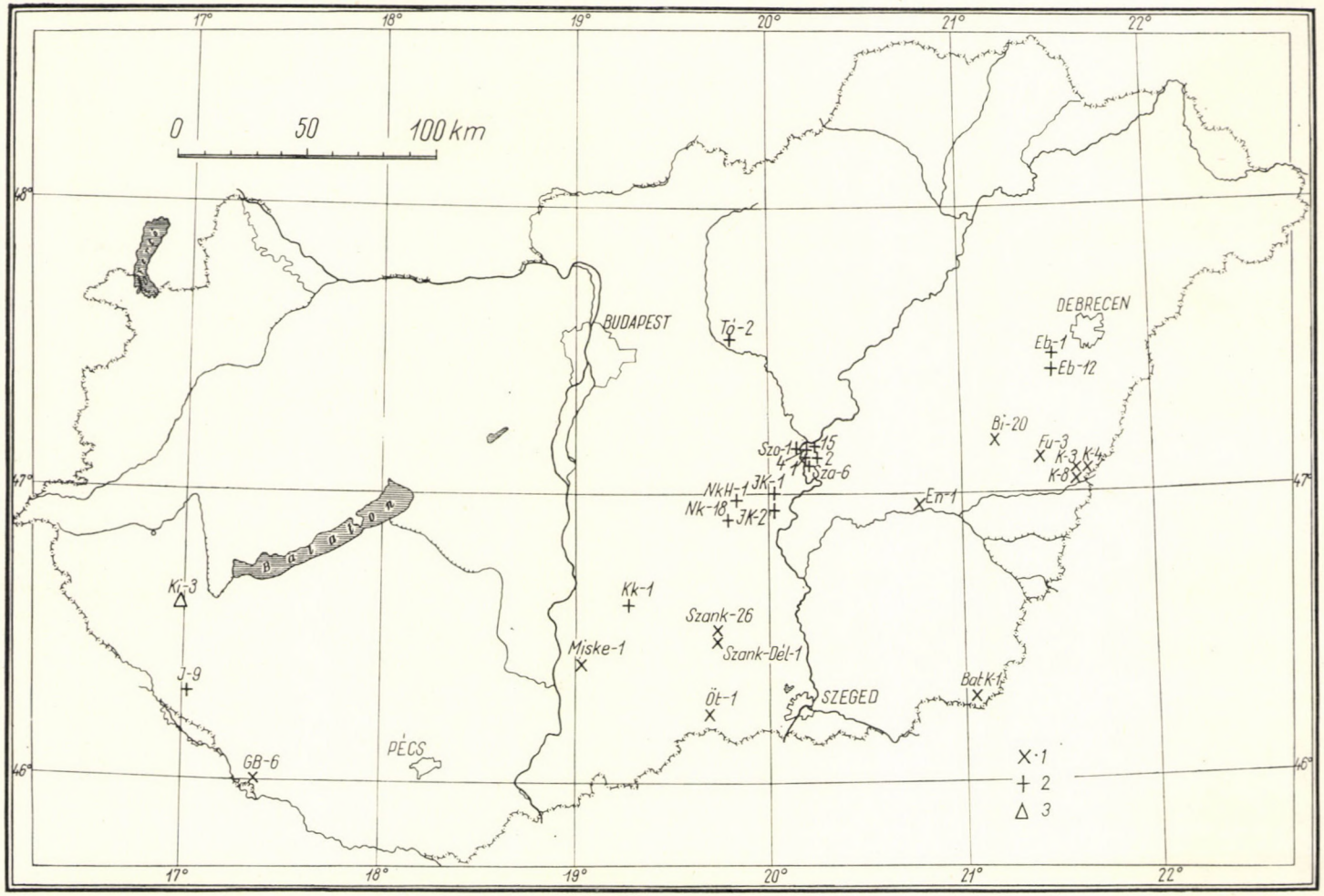


Fig. 1. Basische Magmatite der ungarländischen Tiefbohrungen. 1. Altpaläozoische oder ältere Amphibolithe; 2. Basische Eruptivgesteine aus der Kreide; 3. Olivinführende Dolerite aus dem Pliozän (?)

THE SO-CALLED OPHIOLITIC MAGMATISM IN HUNGARY

By

F. Szádeczky-Kardoss, A. Juhász, G. Pantó, K. Szepesházi, V. Széky-Fux

Abstract

The initial igneous activity of the alpine cycle is represented, on the one hand, by complex laccoliths of dioritic to wehrlitic composition and cedar-tree structure as well as by ignimbritic flood-tuffs and lava effusions, subsequently albitized quartz porphyry, and pillow diabases exposed in the Bükk Mts. and Bódva Valley, North Hungary. These are mainly of Triassic age. On the other hand, in South Hungary (Mecsek Mts.) there are mainly Cretaceous alkalic diabases, basaltic alcalic diabases, and subordinate phonolites, mostly occurring in form of subaquatic pillows and hyaloclastic peperites, and subsequent sills and dykes. Considerable masses of mostly Cretaceous "ophiolitic rocks" — mainly basic pyroclastic agglomerates — are known to occur below the Neogene deposits, as exposed by deep drillings (Table). The largest occurrence by Nagykőrös (Danube—Tisza Midregion) covers a 350 km² area. Beneath the Great Hungarian Plain older ophiolitic rocks mostly altered to amphibolites are known.

О ТАК НАЗЫВАЕМОМ ОФИОЛИТОВОМ МАГМАТИЗМЕ В ВЕНГРИИ

Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ, А. ЮХАС, Г. ПАНТО, К. СЕПЕШХАЗИ, В. СЭКИ-ФУКС

Резюме

Продукты начальной магматической деятельности альпийского цикла представлены, с одной стороны, на поверхности гор Бюкк и долины реки Бодва в Северной Венгрии — сложными лакколитами диорито-верлитового состава с «кедровой» структурой, а также игнимбритовыми туфолавами и эффузивами, кварцевыми порфирами с последующей альбитизацией и подушечными диабазовыми лавами большей частью триасового возраста. С другой стороны, в горах Мечек на юге Венгрии встречаются в основном меловые щелочные диабазы, базальтовые щелочные диабазы и, в подчиненном количестве, фонолиты, преимущественно в виде образовавшихся в подводных условиях подушечных лав и гиалокластитов-пеперитов и последующих пластовых залежей и дайек. Значительные массы преимущественно меловых «офиолитовых пород» — большей частью пирокластические агломераты основного состава — известны под неогеновыми отложениями, вскрытыми глубокими буровыми скважинами (таблица). Самая большая площадь развития офиолитового магматизма (350 км²) находится в районе г. Надькёрёш (междуречье Дуная и Тиссы). Более древние офиолитовые породы в недрах Большой Венгерской Низменности превращены большей частью в амфиболиты.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 77—93 (1967)

ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВ В ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ДИНАРИД

Милое ИЛИЧ
Белград, руд. геол. фак.

Частое и весьма распространенное проявление офиолитовых пород является одним из самых ярких признаков динарской складчатой области. Эти породы уже давно привлекали внимание многих исследователей, и о них существует достаточно обширная литература. Раньше больше всего их обрабатывали с стратиграфической и петрологической позиций, а лишь с недавнего времени — и с геотектонической точки зрения.

По этой причине в настоящей работе мы старались представить офиолиты Динарид как характерные продукты отдельных этапов геотектонической эволюции динарской складчатой области. При обработке этой проблемы мы основывались на концепциях Г. Штилле и Ю. А. Билибина, и прежде всего, на их взгляде на общность геотектонических и геомагматических процессов.

Прежде чем перейти к дальнейшему изложению, нельзя не упомянуть само понятие «офиолиты», так как исследователи до сих пор еще не пришли к согласию по вопросу применения этого названия. Под «офиолитами» мы понимаем все магматиты, возникшие в ранней (геосинклинальной) стадии развития складчатой области. Этот термин ввел Г. Штейнман (1926), и первоначально он относился только к ультраосновным и основным породам («зеленым породам»), действительно чаще всего встречающимся в этой области. Позже это понятие распространилось и на средние и даже кислые магматиты, генетически связанные с ультраосновными и основными породами, но в гораздо более подчиненном им количестве. Как синоним офиолитов Г. Штилле применяет термин «инициальные магматиты», но употребляется и название «геосинклинальные магматиты».

Общий обзор геотектонической эволюции динарской части Средиземноморского подвижного пояса

Динарская складчатая область представляет собою только одну часть прежнего обширного Средиземноморского подвижного (геосинклинального) пояса. Этот гигантский подвижный пояс образовался еще в докембрии и, простираясь от восточной Атлантики до западной части Тихоокеанской области, занимал четко выраженное межконтинентальное положение. Его эволюция происходила на протяжении длительного геологического времени, охватывавшего большое число геотектонических циклов — начиная с докембрийских и кончая альпийским.

Следовательно, главными особенностями геотектонического развития Средиземноморского подвижного пояса являлись *полицикличность* и *направленность*. Кроме того, отмечаются еще *неравномерность* и *последова-*

тельность развития, а также и частое проявление отчетливых *глубинных разломов*.

Неравномерность развития выражается в том, что в зависимости от общих и волновых колебательных движений земной коры разные участки пояса консолидированы в различные промежутки времени. Таким образом, можно различать древние ядра консолидации, к которым присоединялись байкальские, каледонские, герцинские и, наконец, альпийские структуры.

Что касается глубинных разломов, то можно сказать, что последние в отдельные периоды развития Средиземноморского геосинклинального пояса имели чрезвычайно большое значение. Они возникали тогда, когда напряжения в земной коре превосходили ее пластичность. Глубинные разломы являлись подводящими каналами, по которым поступали магматические расплавы и термальные растворы, и нередко представляли собой и граничащие поверхности между различными структурно-фациальными зонами.

Динарская геосинклиналь принадлежала к северному ответвлению средиземноморских геосинклиналей альпийского цикла. Как вполне обособленная единица, она сложилась лишь в альпийском цикле. В доальпийской истории можно говорить только о динарской части Средиземноморского подвижного пояса.

О развитии динарской части Средиземноморского подвижного пояса в догерцинское время почти ничего неизвестно. Докембрийские и каледонские образования являются большей частью видоизмененными под влиянием тектоногенезов более поздних циклов, а кроме того, учитывая современный эрозионный срез Динарид, они недостаточно вскрыты.

В герцинском цикле, вследствие присоединения структур к более древним ядрам консолидации, образовались срединные массивы. Между срединными массивами, с внутренней стороны, и платформами, с внешней, развивались геосинклинали альпийского цикла.

Динарская геосинклиналь простиралась между Паннонско-Родопским срединным массивом с северной, северо-восточной и восточной сторон и Адриатической платформой (плитой) с юго-западной. В течение альпийского цикла она имела полное геосинклинальное развитие, закончившееся формированием Динарской складчатой области.

Из вышесказанного ясно видно, что процессу образования Динарской складчатой области предшествовало длительное, полициклическое геосинклинальное развитие. На основании данных, которыми мы в настоящее время располагаем, можно прийти к заключению, что в пространстве Динарской складчатой области развивались геосинклинали различных циклов: позднебайкальского (раховского), каледонского, герцинского и альпийского.

В рамках каждого цикла можно в соответствии со взглядами Г. Штилле (1939, 1940), В. В. Белоусова (1962), В. И. Смирнова (1965) и других авторов

выделить три главные стадии (этапа), а именно — *раннюю* (геосинклинальную s. str.), в которой общие колебательные движения земной коры имеют выраженную тенденцию к опусканию; *среднюю*, в которой начинается деятельность восходящих колебательных движений, способствующих преобразованию геосинклинали в складчатую область (инверсия геотектонического режима по В. В. Белоусову); при этом имеют место главные фазы складчатости и внедряются кислые батолиты; *позднюю* (стадию складчатой области), в которой общие колебательные движения обладают выраженной тенденцией к поднятию.

Развитие офиолитового магматизма и Динаридах

Рассматривая развитие офиолитового магматизма в пределах Динарской складчатой области, мы считаем, что и здесь можно с успехом применить схему Ю. А. Билибина (1955), учитывая при этом и некоторые четко выраженные динарские специфичности.

Как уже было сказано, одна из самых существенных особенностей Динарид заключается в том, что последние являются результатом длительных процессов, охвативших несколько циклов, следовательно, результатом полициклического геосинклинального развития. Таким образом, и образование офиолитовых пород происходило не сразу. Этим и объясняется чрезвычайное изобилие и разнообразие этих пород в Динарской складчатой области. Внедрение основных и ультраосновных расплавов, а также и их переходных и кислых спутников происходило по глубинным разломам в ранние стадии геосинклинального развития вышеупомянутых циклов. Здесь следует отметить, что на протяжении всей геотектонической эволюции Динаридов глубинным разломам принадлежала одна из самых решительных ролей.

В рамках каждого геотектонического цикла офиолиты образуют ряд магматических формаций, в котором можно выделить следующие члены:

а) Подводные Вулканогенные формации
(спилито-кератофировая, спилито-диабазовая, диабазовая и т. д.).

б) Интрузивные формации
(ультрабазитовая, габбровая и т. д.).

Хотя в Динаридах полностью еще не проведено систематического расчленения офиолитов с учетом их принадлежности к соответствующим циклам (тем более древних представителей), и хотя их обычно рассматривают как единую «зону офиолитов Динарид», все же, вообще говоря, можно выделить четыре генерации геосинклинальных магматитов: позднебайкальскую (раховскую), каледонскую, герцинскую и альпийскую. Однако, остается нерешенным вопрос — в которой из генераций происходило образование

тех или иных типов пород и каковы экстенсивность и интенсивность их возникновения.

Самая древняя генерация офиолитов в Динаридах* возникла еще в ранней стадии позднебайкальского (раховского) цикла. Эти образования позже испытали значительные изменения, и в настоящее время представляются как метаморфиты (зеленые сланцы). Они встречаются только в высокоприподнятых и, благодаря эрозии, глубоко обнаженных горстах вдоль южного края Паннонского бассейна. Эти горстовые горы большинство тектонистов относит к внутренним Динаридам, но существует и другая точка зрения (М. Роксандич, 1966), по которой они принадлежат к Паннонскому срединному массиву. И. Цвиич (1924), однако, относит упомянутые породы к отдельной, так называемой «северной переходной зоне», простирающейся между Динаридами и Паннонским срединным массивом.

Представители этих древнейших офиолитов в Динаридах отмечены, например, на горе Медведице вблизи Загреба и на Фрушкой горе около Петроварадина. В ядре Медведицы «зеленые сланцы», возникшие в результате метаморфизма какой-то позднебайкальской формации, описывает Б. Црнкович (1962). Определение абсолютного возраста этих пород выполнил С. Михолич (1958), который получил величины 750 и 790 миллионов лет методом свинца и 1010 миллионов лет — методом стронция, что соответствует подзнебайкальскому циклу.

Каледонские офиолиты в Динаридах нам мало известны, потому что большей частью невозможно их отделить от герцинских геосинклинальных магматитов, так как образования древнего палеозоя в слабой степенеи вскрыты, а кроме того и недостаточно расчленены в Динарской складчатой области. Сюда могли бы быть отнесены «зеленые породы» из велешской серии в окрестностях Нового Брда (А. Грубич, 1958), а также и спилиты из окрестностей Трепчи (В. Кнежевич, 1958).

Что касается вопроса о геологическом возрасте крупнейших проявлений ультраосновных пород в Динаридах, мнения исследователей, занимающихся этой проблематикой, крайне разнообразны. В настоящее время существуют в основном два взгляда: что это образования герцинского цикла (напр. Г. Хисслейтнер 1951—1952, А. Циссарц 1956, С. Карамата 1962, Милое Илич 1966), и что они относятся к альпийскому циклу, а именно к юре (Ф. Коссмат 1924, Б. Чирич 1960—1963).

Доводы сторонников первого взгляда базируются на следующем:

1. Нахождение метаморфических латеритов, содержащих Ni и Cr, в пермско-триасовых отложениях Студеницы (В. Симич, 1954).

* Возможно что еще более древнюю генерацию прежних офиолитов представляют амфиболиты и амфиболовые сланцы которые в виде узкой полосы протягиваются через вардарскую зону, но они еще мало изучены.

2. Нахождение конгломератов, сложенных из обломков ультрабазитов в палеонтологически обоснованном триасе.

3. Примеси хромспинелидных обломков во многих верхнепалеозойских отложениях Динарид.

4. Проявления контактового метаморфизма в силурско-девонских филлитах по окраинам ультрабазитового массива Брезовицы (С. Карамата, 1962).

Доводы последователей второй концепции основываются на частой пространственной приуроченности ультрабазитовых масс и, безусловно юрской вулканогенно-осадочной формации.

Исходя из того, что фактический материал для первой концепции является несомненно более убедительным, в дальнейшем мы придерживались исключительно этого положения.

Учитывая все вышеупомянутое, главная масса ультраосновных магматических пород в Динаридах возникла в ранней стадии герцинского цикла (от верхнего силура до нижнего карбона). В этот период глубинные разломы имели свое максимальное развитие — протягивались на сотни километров и достигли даже верхних частей мантии земного ядра. По ним поступали ультраосновные и, реже, основные магматические расплавы, которые большей частью внедрялись в виде огромных согласных интрузий или же, в более подчиненном количестве, изливались в подводных условиях. По своему количеству и широкому распространению выделяются серпентинизованные перидотиты (гарцбургиты и лерзолиты). Дуниты, пироксениты и габбро чаще всего встречаются в виде прорывов в перидотитах. Образования подводных вулканогенных формаций менее разведаны. Такие образования замечены: на Проклетиях, в западной Сербии и в центральной Боснии.

Весьма характерным является то, что массы герцинских ультрабазитов в пределах внутренних Динарид охватывают чрезвычайно большие площади, часто свыше 1000 км², и, следовательно, представляют собой самые крупные массивы этих пород в Европе. В этом отношении особенно выделяются Конюшский, Златиборский, Маленско-Сувоборский и Копаоничский массивы. Крупные ультрамафитовые массивы преобладают в северо-западной части внутренних Динарид, в то время как в юго-восточной части представлены только небольшие массивы (рис. 1).

Огромные согласные интрузии герцинских ультрабазитов в дальнейшей геологической истории подвергались различным деформациям по разным причинам: вследствие герцинского и альпийского смятия; из-за деятельности юрской разломной тектоники и связанного с ней магматизма и, наконец, в результате деятельности неогеновой разрывной тектоники и связанного с ней вулканизма.

В отношении же петрологических форм можно сказать, что ультрабазиты Динарид главным образом сохранили характер магматитов. Они проявляются в основном как серпентинизованные перидотиты, в более под-

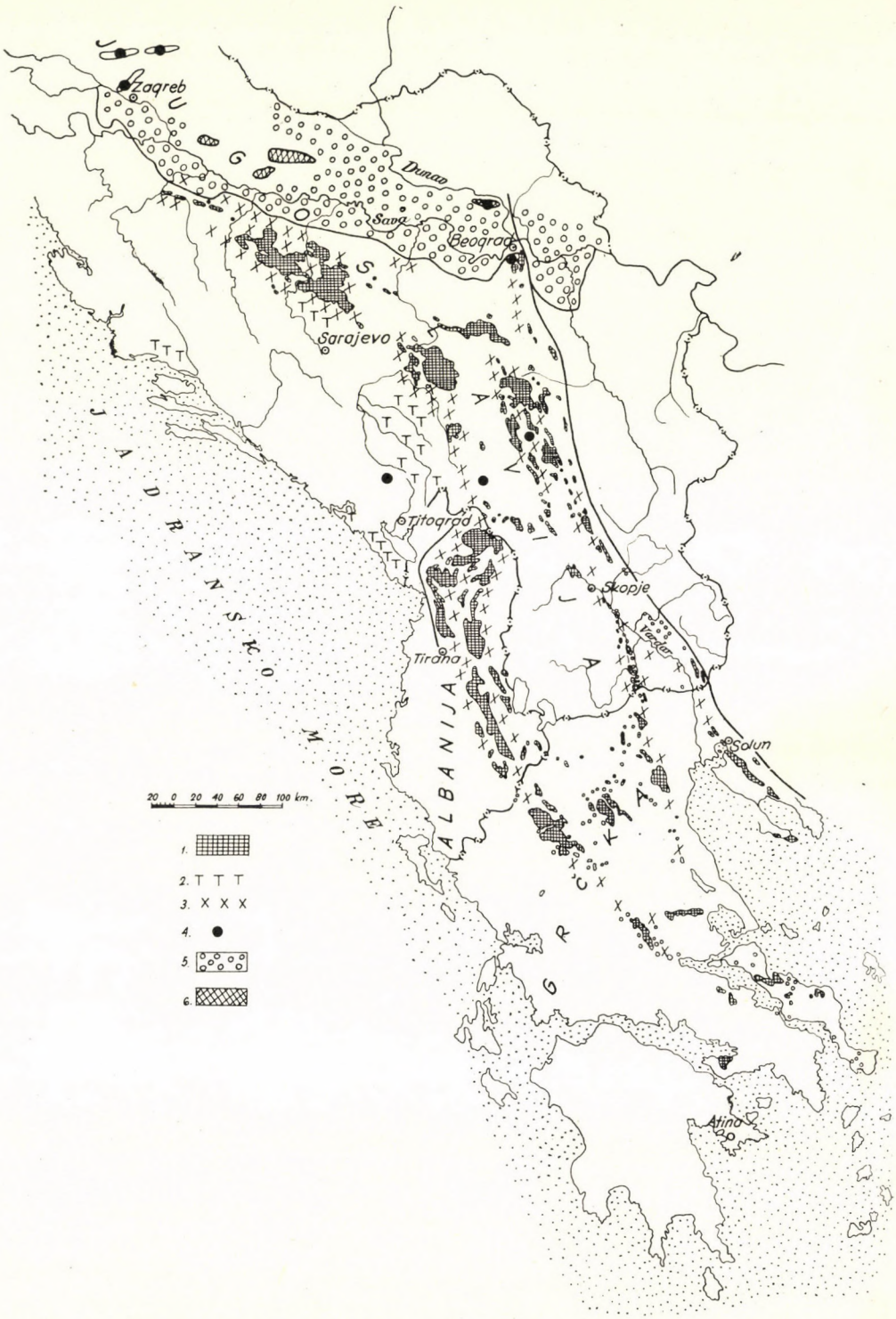


Рис. 1. Изображение офиолитов герцинского и альпийского циклов, представленных в Динарской складчатой области: 1. Герцинские ультрабазиты. Альпийские офиолиты: 2. среднетриасовые, 3. юрские, 4. верхнемеловые; 5. Покрыто неогеновыми и четвертичными осадками Паннонского прогиба; 6. Горстовые горы

чиненном количестве и как перидотитовые серпентиниты. Более интенсивная серпентинизация замечается на краях массивов и вдоль региональных дислокаций. Большинство пород составляют перидотиты с содержанием пироксена, причем, некоторые массивы содержат больше гарцбургитов, а некоторые — больше лерцолитов. В общем, гарцбургит гораздо больше представлен.

Дуниты, пироксениты и габбро часто сопровождают перидотитовую формацию и пересекают ее, по нашему мнению, в тектонически обусловленных направлениях. Следует отметить, что дуниты, пироксениты и габбро встречаются и как дифференциаты в перидотитах, главным образом, в виде небольших тел.

В ранней стадии альпийского цикла в Динарской геосинклинали среди офиолитов решающая роль принадлежала породам подводных вулканогенных формаций (спилитово-кератофировой и спилитово-диабазовой, диабазовой и др.). Они либо извергались в подводных условиях, либо же внедрялись в геосинклинальные отложения в виде субвулканических тел. Среди интрузивных представителей чаще всего встречается габбро.

Этот мезозойский геосинклинальный, по преимуществу основный вулканизм развивался на протяжении нескольких разделенных во времени отдельных фаз: в среднем триасе, в средней и верхней юре и в верхнем мелу (рис. 1 и 2).

Приведенные по глубинным разломам и изверженные подводными (а иногда и наземными) вулканами продукты этого геосинклинального вулканизма в отдельных промежутках времени были настолько обильными, что на широких просторах присоединялись к седиментации и смешивались с нормальными геосинклинальными осадками, образуя смешанные вулканогенно-осадочные формации.

Многочисленные исследования в разных частях мира показали, что такие процессы универсальны и замечены почти у всех геосинклиналей и во всех геотектонических циклах. По этой причине Н. М. Страхов (1962, 1963), на полном основании, выделил обособленный тип литогенеза — вулканогенно-осадочный.

Вулканогенно-осадочный литогенез возникает в результате совместной деятельности двух различных генетических процессов — вулканогенного и осадочного. Благодаря деятельности только первого фактора, возникают различные вулканогенные формации — спилитово-кератофировая, спилитово-диабазовая формация и т. д.; вследствие деятельности только второго фактора образуются разные осадочные формации: карбонатная, терригенная, флишевая и т. д. Однако, если же эти два генетических процесса происходят одновременно и в одном и том же пространстве, то возникают смешанные вулканогенно-осадочные формации. В этом случае происходит смешивание разнообразных продуктов вулканической деятельности с нормаль-

ными геосинклинальными отложениями в различных соотношениях, так что, в общем, могут быть выделены следующие члены вулканогенно-осадочных формаций:

I. Эффузивно-осадочные фации (s. str.)

1. Переслаивающиеся излияния лавы.
2. Пирокласто-осадочные породы (туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоглины и т. д.).

II. Эксгаляционно- и гидротермально-осадочные фации.

1. Кремнистые породы.
2. Различные оруденения (Fe, Mn, Pb—Zn, Ba).

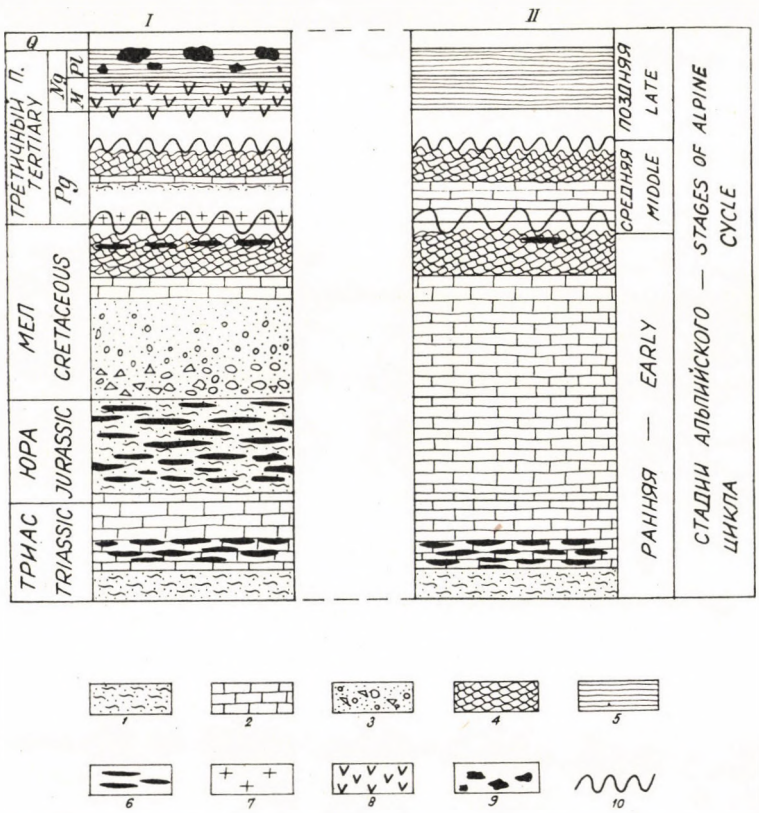


Рис. 2. Схематическое изображение развития седиментации и магматизма в Динаридах на протяжении альпийского цикла. Обозначения: Осадочные породы: 1. обломочные осадки (пески, глины), 2. карбонатные осадки (известняки и доломиты), 3. грубообломочные осадки (конгломераты, брекчии и песчаники), 4. флишевые осадки, 5. молассовые осадки. Магматические породы: 6. офиолиты (геосинклинальные магматиты s. str.), 7. кислые плутониты (соскладчатые батолиты), 8. субсеквентные вулканиты, 9. финальные вулканиты, 10. важнейшие фазы складчатости. I) Внутренние и II) Внешние Динариды

Что касается самих названий для различных вулканогенно-осадочных формаций, мы считаем, что их следует комбинировать, учитывая следующие детали: геологический возраст и состав как вулканогенного, так и осадочного компонентов (например, «юрская спилито-диабазо-терригенная формация»).

Среднетриасовая спилито-кератофиро-карбонатная формация является очень экстенсивной. Она проявляется почти во всех Динаридах — как во внешних, так и во внутренних. Ведущими магматитами являются спилиты и кератофиры, а иногда и порфириты. Часто встречаются и туфы. В некоторых местах представлены и трахибазальты (М. Симич, 1966). Среднетриасовый магматизм развит большей частью на вулканическом (подводном), а более подчиненно — на субвулканическом уровне. Осадочная составляющая представлена карбонатными породами (известняками и доломитами). Широкое распространение имеют эксгаляционно- и гидротермально-осадочные образования: особенно яшмы, а в меньшей степени и различные типы оруденения — Fe (Вареш); Mn (Чевляновичи); Pb—Zn (Боровица); Ba.

Для этой среднетриасовой вулканогенно-осадочной формации во многих регионах установлен ладинский возраст. В некоторых районах, однако, есть признаки, свидетельствующие о том, что триасовый вулканизм начался и раньше — в верфенский или анизийский век.

Юрская (в действительности средне- и верхне-юрская) спилито-диабазо-терригенная формация проявляется лишь только во внутренних Динаридах, где она часто приурочена к зоне герцинских ультрабазитов. По сравнению с среднетриасовой юрская вулканогенно-осадочная формация обладает значительно большей интенсивностью. Она развивалась только в узких и длинных геосинклинальных мульдах. Главными магматитами в этой формации являются: из вулканитов — спилиты и диабазы, а из интрузивных представителей — габбро, габбро-диабазы, небольшие массы серпентинитов. Вулканизм развивался как на вулканическом (субмаринном), так и на субвулканическом уровне. Осадочная составляющая представлена кластическими породами (песчаниками и глинами). Эксгаляционно- и гидротермально-осадочные образования в значительно меньшей степени представлены, чем в предыдущей формации. Чаще всего встречаются яшмы, реже — небольшие тела оруденений Fe и Mn.

Верхнемеловые геосинклинальные вулканиты (в основном диабазы, реже и андезиты) замечены на многих участках внутренних Динарид: в окрестностях Белграда (М. Анджелкович и Н. Милоевич, 1964), на Руднике (З. Павлович, 1966), на Копаонике (М. Пашич, Т. Нововић и Ж. Тодорович, 1962), в Метохии («формация вулканогенного флиша» сенонского возраста — Ж. Иованович, 1965). Во внешних Динаридах на Дурмиторе, Б. Чирич (1960) установил в верхнемеловом флише небольшие проявления переслаивающихся риолитов и их туфов.

Так как проблематика верхнемелового геосинклинального вулканизма пока еще окончательно не решена, считаем наиболее целесообразным подвести все описанные явления под общее название «верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации».

Краткий обзор офиолитового магматизма в срединных массивах

Для более полного представления офиолитового магматизма в Динаридах, даем краткий обзор геосинклинального магматизма и в окрестных срединных массивах: в Паннонском, Сербско-Македонском* и Пелагонийском*.

Паннонский массив. По Е. Вадасу (1964), на территории Венгрии можно выделить три генерации геосинклинальных магматитов, а именно: *каледонскую, герцинскую* и *альпийскую.*

Каледонской генерации принадлежат кварцевые порфиры и диабазы с сопровождающими их туфами в Балатонском нагорье и в горах Веленце. К герцинской генерации относятся диабазы и их туфы в Уппоньской гряде и в окрестностях Некеженя. В альпийской генерации выделены три фазы: а) среднетриасовая — диабазы, порфиры и их туфы Балатонского нагорья и гор Бюкк; б) верхнеюрско-нижнемеловая — трахидолериты и их туфы гор Мечек; в) все еще проблематический верхнемеловой вулканизм.

Характерным является сходство среднетриасовой вулканогенно-осадочной формации в Динаридах и Паннонском массиве.

Сербско-Македонский массив. На основании данных, полученных М. Димитриевичем (1963), Б. Петровичем (1965), В. Алексичем и М. Каленичем (1966), в этом массиве можно выделить три генерации офиолитов, а именно: *древнепротерозойская, позднепротерозойская* и *каледонская.*

Первая генерация представлена базитами и ультрабазитами, метаморфизованными вплоть до альбит-эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации, представленной в так называемом «нижнем комплексе». Вторую генерацию (по нашему мнению позднебайкальскую) составляют метадиабазы, метагаббро и метасерпентиниты в так называемом «верхнем комплексе» или в метаофиолитово-филлитоидной формации, метаморфизованной в фацию зеленых пород. Третьей генерации принадлежат спилиты в ордовикских отложениях возле Црне Траве.

Так как герцинские и альпийские офиолиты не представлены, точно как и соответствующие им осадки, можно допустить, что Сербско-Македонский массив был консолидирован в каледонском цикле.

Пелагонийский массив. По данным А. Циссарца (1954) и М. Арсовского и Р. Стоянова (1966), в пределах этого массива представлено несколько

* Сербско-Македонский и Пелагонийский массивы являются лишь частями крупного Родопского массива.

генераций офиолитов: *древнепротерозойская, позднепротерозойская, каледонская, герцинская и альпийская.*

К древнепротерозойской генерации принадлежат амфиболиты и метагаббро «нижнего комплекса», к позднепротерозойской — зеленые сланцы «верхнего комплекса», к каледонской — зеленые сланцы с метаморфизованными спилитами и кератофирами, к герцинской — филлиты с диабазами и эксгаляционно-осадочными рудами Fe (Таймиште, Демир Хисар) и Mn (Стогово), к альпийской — основные вулканиты в триасе региона Ресен-Охрид и Буково.

Геотектоническое развитие Динарской геосинклинали в альпийском цикле

О геотектоническом режиме, господствовавшем в Динарской геосинклинали в ранней стадии альпийского цикла, написано относительно немного. Более значительные данные об этом находим у А. Пилгера (1940, 1941), А. Циссарца (1956), К. Петковича (1958), Б. Чирича (1960—1963), М. В. Муратова (1962), И. Памича (1963, 1964) и Милоя Илича (1966).

Результаты наших исследований по существу совпадают с общими теоретическими положениями В. В. Белоусова (1962) о геотектонической эволюции геосинклиналей.

В ранней стадии альпийского цикла общие колебательные движения в Динарской геосинклинали отличались выраженной тенденцией к прогибанию. На базе этого общего прогибания развивались волновые колебательные движения, вызывавшие дифференциацию геосинклинали на: интрагеосинклинали (ИГС) и интрагеоантиклинали (ИГА). Размещение ИГС и ИГА в пределах Динарской геосинклинали дано в виде схемы на рис. 3 (a, b и c).

Хотя форма и расположение поднятий и прогибов в Динарской геосинклинали непрерывно менялись в течении мезозоя, все же в этой эре существовали две значительные интрагеосинклинали — внешняя и внутренняя, отделенные Босанско-Черногорской (Центральнодинарской) интрагеоантиклиналью. Во внутренней ИГС располагались и две менее значительные ИГА — Дринско-Ибарская и Посавская.

Как сопровождающее явление волновых колебательных движений появлялись глубинные разломы, послужившие подводящими каналами для расплавов основного состава.

На протяжении триаса волновые колебательные движения обладали небольшой интенсивностью и контрастностью. Между поднятиями и прогибами в Динарской геосинклинали не было большого различия, и почти во всем пространстве царили приблизительно одинаковые условия: спокойная мелководная седиментация с преобладанием карбонатных осадков (известняков и доломитов).

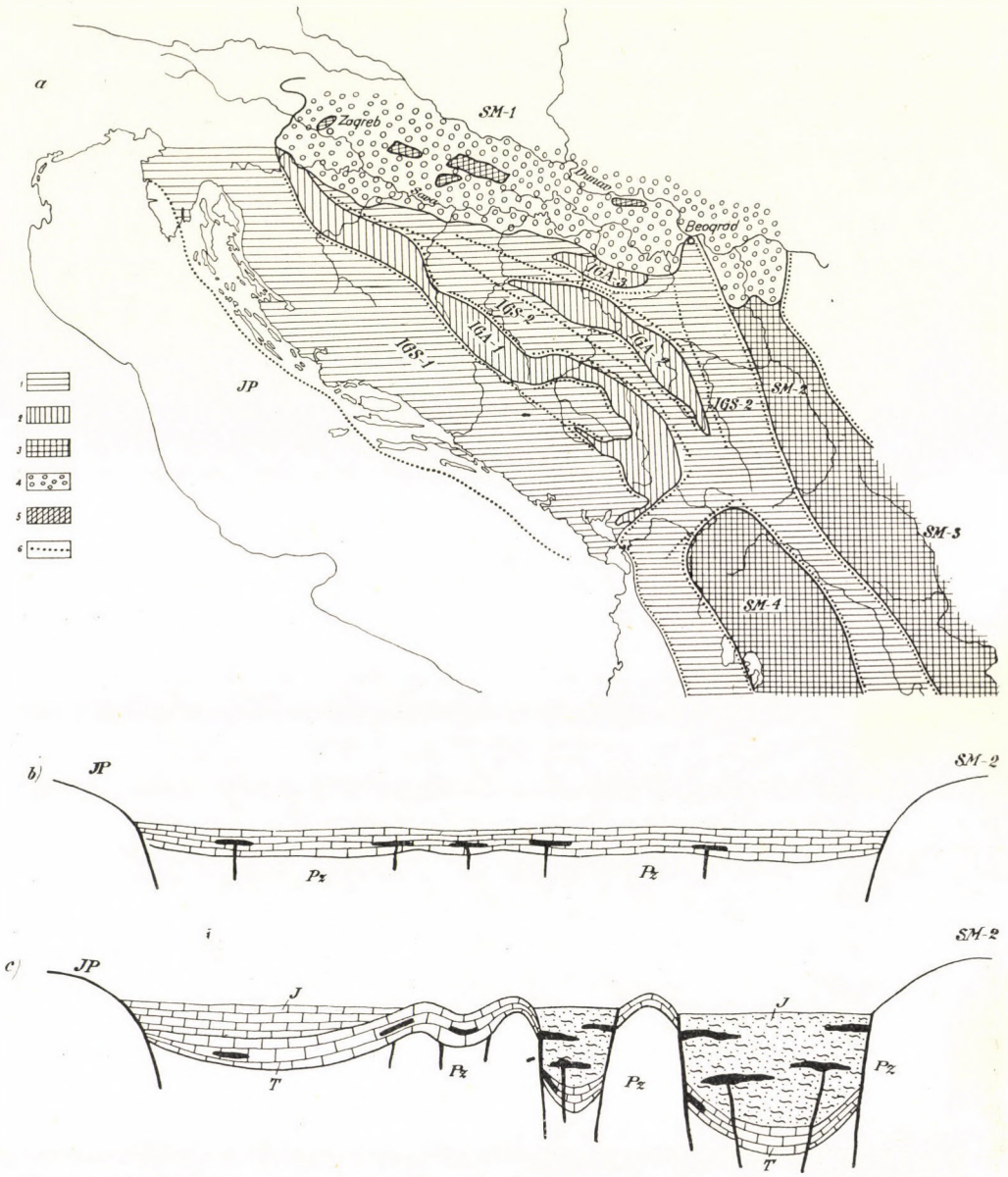


Рис. 3: а) Изображение развития Динарской геосинклинали в ранней стадии альпийского цикла. б) Динарская геосинклиналь в триасе (профиль Адриатическая платформа — Сербско-Македонский массив). в) Динарская геосинклиналь в юре. Обозначения: 1. Интрагеосинклинали (ИГС—1 = внешняя, ИГС—2 = внутренняя). 2. Интрагеоантиклинали (ИГА—1 = Босанско-Черногорская или Центральнодинарская, ИГА—2 = Дринско-Ибарская, ИГА—3 = Посавская) 3. Срединные массивы (СМ—1 = Паннонский, СМ—2 = Сербско-Македонский, СМ—3 = Родопский s. str., СМ—4 = Пелагонийский). СМ 2, 3 и 4 принадлежат Родопскому массиву в более широком смысле. 4. Покрыто неогеновыми и четвертичными осадками Паннонского прогиба. 5. Горстовые горы. 6. Глубинные разломы

Подводный вулканизм, возникший в среднем триасе, охватил большие пространства. Глубинные разломы в то время, несмотря на свою многочисленность, не обладали большими размерами и поэтому, по всей вероятности, достигали только высших частей базальтового слоя земной коры.

В начале юрского периода проявляется мощная дифференциация динарского геосинклинального пространства.

Внешняя ИГС постепенно прогибалась и в ней на протяжении юры и нижнего мела отлагались массы карбонатных осадков. В течение этого времени в ней не было вулканической деятельности. И только в верхнемеловом флише встречаются небольшие проявления переслаивающихся риолитов (Дурмитор). Если учесть и тот факт, что для внешних Динарид не свойственно развитие третичного магматизма, тогда можно придти к выводу, что внешняя ИГС, в отличие от внутренней, отличается весьма неполным развитием магматизма, и обнаруживает миогеосинклинальные характеристики.

Во внутренней ИГС на протяжении юры прогибание выражалось гораздо более интенсивно, с более резкой контрастностью и сопровождалось региональным разламыванием фундамента. При этом в ней происходило накопление мощных толщ обломочных осадков (глин и песков). Самая бурная деятельность глубинных разломов проявлялась в средней и верхней юре, когда были приведены большие массы основных вулканитов. Глубинные разломы обладали огромными размерами и достигали более глубоких участков базальтового слоя земной коры.

К концу юры и в начале мела наступает период стабилизации во внутренней ИГС: прогибание становится более постепенным и равномерным, а магматическая деятельность глубинных разломов угасает. Нижнемеловой отдел является регрессивным в большей части внутренних Динарид. В центральной Боснии он представлен грубообломочной, так называемой «погарской серией» (Р. Иованович, 1957). В верхнем мелу произошла значительная трансгрессия (сенонская трансгрессия). Тогда под морем находилась почти вся область Динарид. Снова происходит активизация глубинных разломов — на многих местах замечены переслаивающиеся диабазовые или андезитовые излияния и пирокласти в верхнемеловом флише.

Если к вышеизложенному еще добавить и то, что во внутренних Динаридах представлен и полный третичный магматизм (соскладчатый, субсеквентный и конечный), тогда из этого следует, что внутренняя ИГС обладает типичными эвгеосинклинальными показателями.

Что касается интрагеоантиклиналей, то они представляли собой относительно приподнятые части Динарской геосинклинали (особенно в начале юры). Они являлись, в зависимости от развития колебательных движений, или областями мелкого моря, или же еще чаще торчали наподобие архипелагов над поверхностью моря. Тогда на них действовали внешние геологи-

ческие силы и разрушали их, образуя материал для седиментации в интрагеосинклиналях.

В верхнем мелу наступает выравнивание геотектонического режима во внешней и внутренней ИГС. Они равномерно и более или менее однообразно прогибаются, так что на большой протяженности происходит спокойная седиментация карбонатных пород. Позже, в верхней части верхнего мела, вследствие начала инверсии и складчатости, накопляются флишевые осадки. Местами проявляется и подводный вулканизм.

К концу мела и в начале третичного периода произошла, в результате действия восходящих колебательных движений, общая инверсия геотектонического режима, когда Динарская геосинклиналь была переведена в динарскую складчатую область. Тогда и имели место главные фазы складчатости. Лишь в краевых зонах Динарид (по направлению к Адриатической платформе и срединным массивам) существовали еще и в палеогене известные неустойчивые участки в виде краевых прогибов. Инверсия и складчатость краевых прогибов произошли лишь в конце эоцена и начале олигоцена.

Как видно из вышеизложенного, складчатость Динарид в альпийском цикле происходила последовательно; поэтому, взяв в общем, можно различать *предварительные, главные и окончательные фазы складчатости.* Предварительные фазы были слабо выражены, местного характера и много раз возобновлялись на протяжении мезозоя. Главные фазы складчатости имели место в конце мелового и в начале третичного периодов и отличались региональным характером. Окончательные фазы складчатости происходили лишь в конце эоцена и в начале олигоцена и охватывали, в основном, краевые прогибы. По всей вероятности, к этим фазам приурочены и значительные надвиги, происшедшие во внешних Динаридах.

ЛИТЕРАТУРА

Балуховский, Н. Ф.: Геологические циклы, «Наукова думка», Киев, 1966.
Белоусов, В. В.: Основные вопросы геотектоники, «Госгеолтехиздат», Москва, 1962.
Билибин, Ю. А.: Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, «Госгеолтехиздат», Москва, 1955.
Вадас, Е.: Геология Венгрии, «Мир», Москва, 1964.
Дзоценидзе, Д. С.: Влияние вулканизма на образование осадков, «Недра», Москва, 1965.
Егоян, В. Л. — Хаин, В. Е.: Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры, Докл. АН СССР, т. **91,** № 4, Москва, 1953.
Кузнецов, Ю. А.: Главные типы магматических формаций, «Недра», Москва, 1964.
Муратов, М. В.: История тектонического развития альпийской складчатой области Европы и Малой Азии, Изв. АН СССР, сер. геол., **2,** Москва, 1962.
Пейве, А. В.: Статьи 1 и 2 о глубинных разломах, Изв. АН ССР, сер. геол., **1** и **3,** 90—106, Москва, 1956.
Пейве, А. В.: Разломы и их роль в развитии земной коры, «Сруктура земной коры и деформации горных пород», Докл. сов. геол. к XXI сессии МГК, пробл. **18,** Изд-во АН СССР, Москва, 1960.
Петкович, К.: Югославия, в кн. «Тектоника Европы», «Мир», Москва, 1964.

Смирнов, В. И.: Геология полезных ископаемых, «Недра», Москва, 1965.
Страхов, Н. М.: К вопросу о значении вулканического процесса в осадочном породообразовании, Советская геология, **9**, Москва, 1962.
Страхов, Н. М.: Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли, «Госгеолтехиздат» Москва, 1963.
Aleksić, V.—Kalenić, M.: Osnovne crte sedimentacije, magmatizma i tektonskog razvića centralne i istočne Srbije. Referati VI Savetovanja geologa SFRJ. Ohrid. Deo **I**, 96—130, 1966.
Andjelković, M. — Milojević, N.: Starost magmatskih stena u okolini Beograda sa osvrtom na šumadisku zonu. Kolokvijum SGD o vulkanogeno-sedimentnim formacijama (u štampi). Beograd, 1964.
Arsovski, M.—Stojanov, R.: Opšta karakteristika na geološka gradba na teritorijata na SR Makedonija. Referati VI Savetovanja geologa SFRJ. Ohrid. Deo **I**, 1—58, 1966.
Cissarz, A.: O petrografiji i genezi ležišta silikatnih ruda gvoždja u jugozapadnoj Makedoniji. Vesnik Zavoda za geol. i geof. istraživanja, Beograd. Knj. **XI**, 261—340, 1954.
Cissarz, A.: Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslavien. Raspr. Zavoda za geol. i geof. istr. Beograd. Knj. **VI**, 1956.
Crnković, B.: Petrografija i petrogeneza magmatita sjeverne strane Medvednice. Doktorska disertacija. Bibl. Rud.-geol.-naft. fakulteta u Zagrebu. 1962.
Cvijić, J.: Geomorfologija. Deo I. Izd. drž. štamp. Beograd. 1924.
Čirić, B.: Neka zapažanja o dijabaz-rožnačkoj formaciji Dinarida. Vesnik Zavoda za geol. i geof. istr. Beograd. Knj. **XI**, 31—88, 1954.
Čirić, B.: Sur un magmatisme jeune dans les Dinarides externes de Yougoslavie. Bull. Soc. géol. Fr. 7 série. **II**, 381—387, 1960.
Čirić, B.—Karamata, S.: Le développement du magmatisme dans les Dinarides Yougoslaves au Mésozoïque et au Cénozoïque. Bull. Soc. géol. Fr. 7 série. **II**, 376—380, 1960.
Čirić, B.: Le développement des Dinarides yougoslaves pendant le cycle alpin. Livre à la mémoire du prof. Paul Fallot. Paris. **II**, 565—582, 1960—1963.
Dimitrijević, M.: Sur l'âge du métamorphisme et des plissements dans là masse serbo-macédonienne. VI Congr. CBA. Vol. I. Warszawa—Kraków. 1963.
Grubić, A.: Geologija terena izmedju Ajvalije i Novog Brda i osvrt na probleme vardarske zone. Zbornik radova Rud.-geol. fak. Beograd. Sv. **6**, 33—46, 1958.
Hess, H. H.: Island arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions; a contribution to the ophiolite problem. XVII Intern. geol. congr. **II**, Moskva. 1939.
Hess, H. H.: Serpentines, orogeny and epirogeny. "Crust of the Earth". Baltimore. Maryland. 1955.
Hiessleitner, G.: Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel. Jb. geol. Bund. 1 und 2. Wien. 1951—52.
Ilić, M.: Eruptivne stene okoline Raške. Vesnik Geol. Inst. Jug. Beograd. Knj. **VII**, 217—289, 1938.
Ilić, Miloje: Geotektonski problemi ofiolita Dinarida. Referati VI Savetovanja geologa SFRJ. Ohrid. Deo **I**, 222—244, 1966.
Jovanović, R.: Pregled razvoja mezozoika i neki novi podaci za stratigrafiju i tektoniku NR BiH. Referati II Kongresa geologa Jugoslavije, Sarajevo. 38—63, 1957.
Jovanović, Ž.: Facijalna obeležja vulkanogeno-sedimentnih tvorevina gornje krede u Metohiji-Drenici (Kosmet). Doktorska disertacija. Bibl. Rud.-geol. fak. Beograd. 1965.
Karamata, S.: Prilog poznavanju magmatizma dijabaz-rožnačke formacije. Zbornik radova Rud.-geol. fak. Beograd. Sv. **VI**, 85—102, 1958.
Karamata, S.: Opšte karakteristike peridotitskog magmatizma u našoj zemlji. Referati V Savetovanja geologa SFRJ, Beograd. Deo II, 261—270, 1962.
Knežević, V.: Prethodni rezultati petrološkog ispitivanja albitskih dijabaza okoline Trepče. Zbornik radova Rud.-geol. fak. Beograd. Sv. **6**, 121—124, 1958.
Kossmat, F.: Geologie der Zentralen Balkanhalbinsel mit einer Übersicht des dinarischen Gebirgbaues. Die Kriegsschauplätze. Berlin. H. 12. 1924.
Miholić, S.: Nuklearna geologija. Zagreb. Geol. vjesnik **11**, 1958.
Pamić, J.: Osvrt na probleme vulkanogeno-sedimentnih formacija u Dinaridima na području Bosne i Hercegovine. Geol. glasnik Geozavoda u Sarajevu. Knj. **8**, 5—28, 1963.
Pamić, J.: Magmatske i tektonske strukture u ultramafitima bosanske serpentinske zone. Geol. glasnik Geozavoda u Sarajevu. Posebna izdanja. Knj. **II**, 1964.
Pavlović, Z.: Pokušaj odredjivanja starosti pojedinih faza tercijarne vulkanske aktivnosti u Kopaoničko-Rudničkom delu Vardarske zone. Referati VI Savetovanja geologa SFRJ. Ohrid. Deo **II**, 200—216, 1966.
Pašić, M.—Novović, T.—Todorović, Z.: Novi podaci o cementnim laporcima iz okoline

Drena (Ibarska klisura). Geol. anali Balk. Pol. Beograd. Knj. **XXIX,** 185—193, 1962.

PETKOVIĆ, K.: Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. Wien. Jahrb. des Geol. Bund. Bd. **101,** H. 1, 1958.

PETROVIĆ, B.: Struktura kristalastog kompleksa Vlasine na širem području Crne Trave. Doktorska disertacija. Beograd. 1965.

PILGER, A.: Magmatismus und Tektonik in den Dinariden Jugoslaviens. Stuttgart. Zentralbl. f. Min. etc. Abt. B. Nr. **9,** 1940.

PILGER, A.: Zur Entstehung der jugoslavischen Decken. Berlin. Abh. Preuss. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. Bd. **3.** 1941.

ROKSANDIĆ, M.: Osnovni elementi strukturološkog sklopa jednog dela jugoslovenskih Dinarida. Referati VI Savetovanja geologa SFRJ. Ohrid. Deo **I,** 507—523, 1966.

SIMIĆ, V.: Metamorfne lateritske rude gvoždja na Radočelu. Vesnik Zavoda za geol. i geof. istr. Beograd. Knj. **XI,** 341—346, 1954.

SIMIĆ, M.: Petrološke karakteristike trijaskih vulkanita u okolini Sarajeva. Referati VI Savetovanja geologa SFRJ. Ohrid. Deo **II,** 247—268, 1966.

STEINMANN, G.: Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. Madrid. C. R., XIV. C. geol. Intern., 637—668, 1926.

STILLE, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. 4—23. Preuss. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. Nr. **19,** 31, 1939.

STILLE, H.: Einführung in den Bau Amerikas. Ver. Gebr. Borntträger. 717. Berlin. 1940.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A genetical system of igneous rocks. XXI Intern. geol. Cong. Part 13. Copenhagen. 1960.

ŽELJASKOVA-PANAJOTOVA, M.—IVANOV, T.: Ultrabaziti Balkanskogo Poluostrova s detaljnim obzorom ultrabazitov Vardarskoj zoni i N. R. Bolgarii. Referati VI Savetovanja geologa SFRJ. Ohrid. Deo **II,** 73—93, 1966.

POSITION OF OPHIOLITES IN THE GEOTECTONIC EVOLUTION OF THE DINARIC FOLDING AREA

By

M. ILIĆ

Abstract

Frequent and unusually extensive occurrence of ophiolitic rocks is one of the most characteristic features of the Dinaric area of folding. Reasons for this abundance of basic and ultrabasic igneous rocks have been looked for in the character of the geotectonic evolution of the Dinarides. The writer has based his study on the views of H. STILLE (1939, 1940) and YU. A. BILIBIN (1955) concerning the integral character of geotectonic and geomagmatic processes.

The Dinaric geosyncline, as part of the Mediterranean mobile belt, was formed as early as the pre-Cambrian, and underwent a pronounced polycyclic evolution. Its further development extended through several cycles: Late Baikalian, Caledonian, Hercynian and Alpine. By folding and uplifting that took place at the transition between the Cretaceous and Tertiary, the geosyncline was transformed into the Dinaric folding area.

Ophiolites were formed in the early (geosynclinal *sensu stricto)* stage in each of the cycles mentioned above. Their genesis was connected with the activity of deep-seated faults. These occurred along the boundaries of different structural elements and reached down to the basalt layer of the Earth's crust or the upper parts of the mantle and opened the way for the introduction of large amounts of basic and ultrabasic melts into the Dinaric geosyncline. Ophiolites belonging to four generations, viz. Late Baikalian, Caledonian, Hercynian, and Alpine have so far been established in the Dinarides.

Within each of these cycles ophiolites form a whole series of igneous formations in which the following members can be distinguished:

A) *Submarine volcanic formations* (spilito-keratophyre, spilito-diabase, diabase, etc.);

B) *Intrusive formations* (ultrabasite, gabbro, etc.).

Late Baikalian and Caledonian ophiolites show the smallest distribution. They were considerably changed during tectogenetic phases of later cycles.

The main masses of Dinaric ultrabasic rocks ("zone of Dinaric ultrabasic rocks") were formed in the early stage of the Hercynian cycle. They were intruded into old Paleozoic sedi-

ments in the form of concordant intrusions. Later, due to various tectonic movements (Hercynian and Alpine folding, disjunctive tectonics, their own diapirism, etc.) they came into an anomalous (tectonic) contact with younger sediments. At present, some of the largest ultrabasic massives cover an area of over 1000. sq km. The main mass of these ultrabasic massives is built up of pyroxene peridotites (harzburgite and lherzolite). Other intrusive rocks of rather extensive distribution are dunites, gabbroes, and pyroxenites. Extrusive rocks are less widely distributed and are represented by spilites and diabases.

In the early stage of the Alpine cycle the Dinaric geosyncline did not represent a simple depression. It consisted of two independent intrageosynclines: an outer and an inner one separated by the Bosnian-Montenegrin (central Dinaric) intrageoanticline.

In the inner intrageosyncline a heavy igneous activity, mainly the submarine, took place in three phases, viz. the Middle Triassic, Middle and Upper Jurassic, and Upper Cretaceous and gave rise to the following formations:

a) The Middle Triassic volcanic-sedimentary formation. Its main volcanic members are spilites and keratophyres, its sedimentary members carbonates (limestones and dolomites).

b) The Middle and Upper Jurassic volcanic-sedimentary formation (developed in the inner intrageosyncline only). Its volcanic member is represented by spilites, diabases and gabbro-diabases, its sedimentary member by clastic rocks (sandstones and clays). Intrusives (gabbroes and serpentines) are less widely distributed.

c) The Upper Cretaceous volcanic-sedimentary formation. Its main volcanic members are diabases and andesites, while Flysch is its main sedimentary member.

This shows that the inner intrageosyncline has typical eugeosynclinal characteristics.

In the outer intrageosyncline the ophiolites are considerably poorer represented than in the inner one. The Middle Triassic volcanic-sedimentary formation (spilite-keratophyre-carbonate formation) is most widely distributed, while the Upper Cretaceous volcanic-sedimentary formation is only known to occur on Mt. Durmitor where rhyolites occur with in Upper Cretaceous Flysch.

Some Mesozoic volcanic-sedimentary formations *(e.g.* of Jurassic age) are completely lacking in the outer intrageosyncline so that it shows certain miogeosynclinal characteristics.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 95—114 (1967)

ÜBER DIE ENTWICKLUNG DES MAGMATISMUS IN BULGARIEN

Von

ST. BOYADJIEW

GEOLOGISCHES FORSCHUNGSINSTITUT, DER AK. D. W., SOFIA

Das Problem der magmatischen Entwicklung in Bulgarien ist schon mehrmals diskutiert worden. STILLE hat eine magmatisch-tektonische Analyse zu geben versucht [57]. Etwas später hat DIMITROW auf Grund eines weit reicheren Tatsachenmaterials eine Verallgemeinerung und Systematisierung durchgeführt, die sowohl die erdgeschichtliche wie auch die petrologische Entwicklung des Magmatismus in Bulgarien beleuchtete [25, 26]. Es wurde der Versuch unternommen, die gegenseitigen Beziehungen zwischen Tektonik, Magmatismus und Metallogenese zu klären [27]. Ebenso wurden die magmatisch-metallogenetischen Beziehungen auf weiterem [55, 41, 46] oder engerem Gebiet [14, 18, 41] erörtert, wobei besonders die Arbeiten von JOWTSCHEW mit reichem faktischem Material [37, 38, 39, 40] beachtenswert sind.

Die vorliegende Arbeit versucht, die neu ergänzten geologisch-petrologischen und metallogenetischen Angaben chronologisch zu systematisieren (Abb. 1 und Tafel 1, 2, 3). Viele Aspekte der hier behandelten magmatischen Entwicklung sind hauptsächlich wegen des Fehlens radio-chronologischer Zeitmessungen natürlich noch stark diskutabel.

Die lange und komplizierte Entwicklung des Magmatismus in Bulgarien kann in drei Hauptzyklen eingeteilt werden, jeder mit mehreren geologischen Etappen.

I. Präkambrischer Zyklus

Der präkambrische kristalline Sockel ist nach den neuesten Auffassungen in zwei Etappen, während des Proterozoikums und des Archaikums entstanden (Tafel I).

A. Archäische Etappe. Der archäische Komplex ist eine eugeosynklinale Bildung mit basischem und ultrabasischem Magmatismus (Pyroxenite, Peridotite, Dunite, Gabbronorite, Diorite) besonders während der mittleren Etappe und mit granitoiden Intrusionen während der Beckenkonsolidierung. Alle Magmatite sind in meso-, kata- und ultra-regionalmetamorphen Orthoschiefer umgewandelt. Entsprechend bildeten sich u. a. serpentinisierte Ultrabasite, resp. Talk-Tremolith-Aktinolith-Chlorit-Gesteine (Kirdschaly-Distrikt), Orthoamphibolite (Wlachina Planina u. a. m.), Orthogneise (Belassitza, Ograschden).

B. Die proterozoische Etappe ist ebenfalls unter eugeosynklinalen Bedingungen entstanden. Das Becken hat in ziemlich großem Umfang das Territorium des archäischen Beckens geerbt [16, 3]. Trotz des bedeutenden Unterschiedes im lithologischen Charakter der primären Sedimente sind die magmatischen

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 11, 1967

Tafel I

Schema der magmatisch-metallogenen Entwicklung Bulgariens während des präkambrischen Zyklus

Zeitalter		Tektonische Entwicklung		Magmatismus		Mineralisationen		
		Orogene Etappe	Orogene Phasen	extrusiv	intrusiv	Mineralisationstypus	Metallogener Komplex	Nutzbare Komponenten
Präkambrium	Orogene Etappen	Proterozoisch	spätproterozoisch	*Metamorpher Komplex Ossogowo-Lissetz*		frühmagmatisch	Chromit (arme Erze)	Talk, Asbest Cr, Ni, Co
				geosynklinaler ophiolithischer Vulkanismus	Basische bis saure synkinematische Intrusionen			
				Rhodopischer kristalliner Sockel				
				geosynklinaler, ultrabasischer bis saurer Vulkanismus	Ultrabasische, basische bis saure Intrusionen			
		Archaisch	spätarchaisch	geosynklinaler ultrabasischer, basischer bis saurer Vulkanismus	Ultrabasische, basische bis saure synkinematische Intrusionen	frühmagmatisch	Chromit (arme Erze)	Talk, Asbest Cr, Ni, Co

Glieder denjenigen des Archaikums ähnlich. Die regionalmetamorphe Konsolidierung hat vorherrschend unter mesozonalen Verhältnissen stattgefunden. Es entstanden serpentinisierte Ultrabasite (Goze Deltschev u. a. m.), Amphibolite (Watscha Tal, Pirin Gebirge u. a. m.), Leptitgneise (als Ergebnis trachytischer Magmenaktivität West-Rhodope, Pirin u. a. m.) sowie verschiedene andere Orthogesteine.

Der eigenartige metamorphe Komplex Ossogovo-Lissetz [50] von angeblich riphäischen Alter war schon ursprünglich reich an magmatischen Gesteinen, u. zw. an Ophiolithen mit vulkanogen-sedimentärem Komplex und synkinematischen Granitoiden in der Ossogovofolge und vorwiegend dioritischen Gesteinen in der Lissetzfolge. Der ganze Komplex wurde danach durch eine regionale meso- bis epizonale Dynamometamorphose umkristallisiert, wodurch die Magmatite in Amphibolite und gneisartige Gesteine umgewandelt wurden.

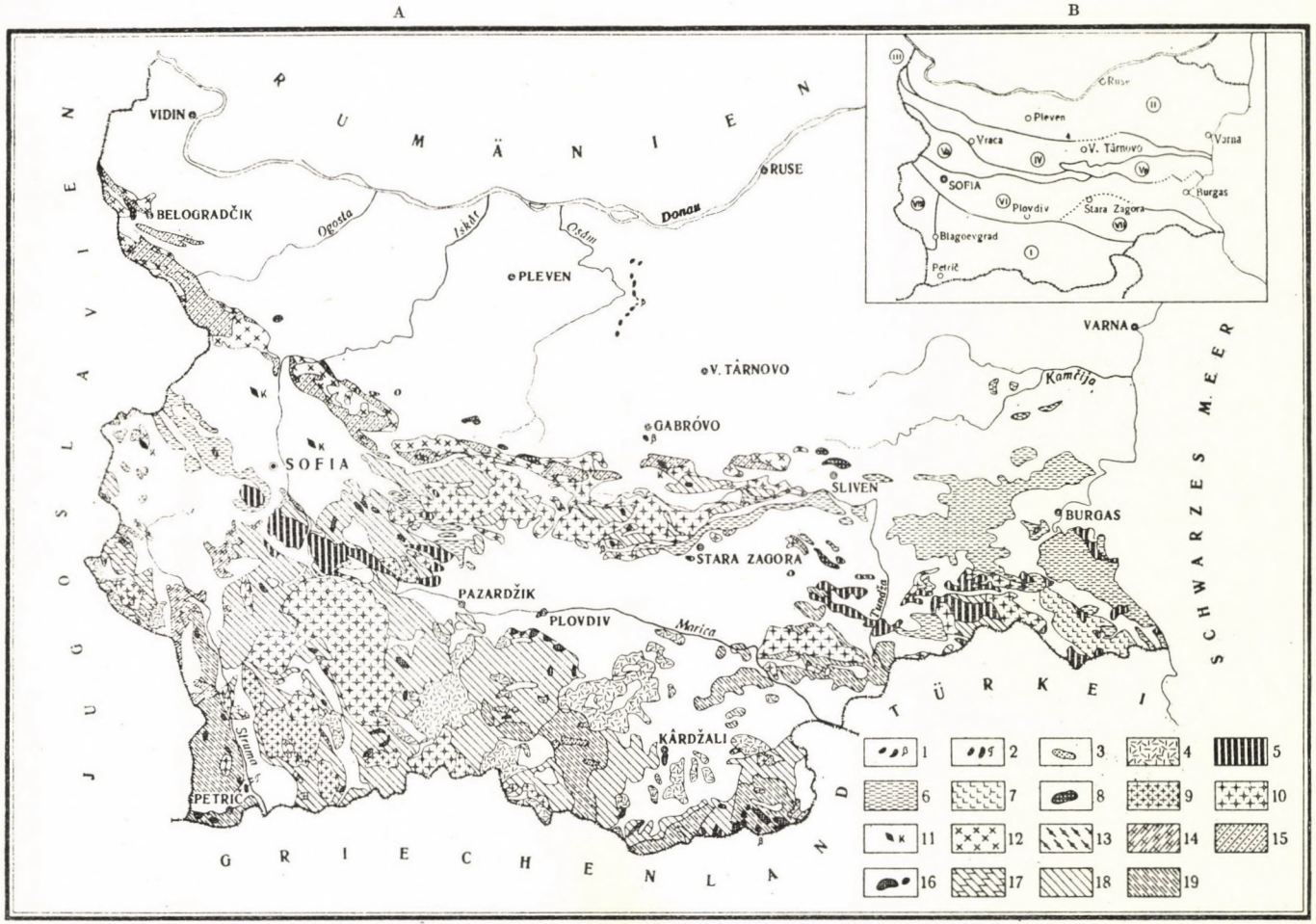
II. Paläozoischer (kaledonisch-herzynischer) Zyklus

Das Alter der paläozoischen vulkanischen Magmatite ist verhältnismäßig gut festgesetzt, bei den Plutoniten aber lassen sich meist nur die gegenseitigen Beziehungen bestimmen (Tafel II).

A. Kaledonische Etappe. Der Anfang der kaledonischen magmatisch-tektonischen Etappe ist durch die Entwicklung der sogenannten »diabasphyllitoiden Formationen« [22] bestimmt. Diese Formation hat sich gleichfalls in einem eugeosynklinalen Becken gebildet [15, 40]. Starke Verbreitung haben hier die initialen ophiolithischen Vulkanite, Diabase, Spilite, Keratophyre und deren Pyroklastite. Im westlichen Teil der Balkanzone sowie im Gebiet westlich vom Strumafluße sind auch verschiedene Gabbroarten und intrusive Ultrabasite bekannt. Im Areal dieser Formation, teilweise auch in ihrem Sockel [50] kommen tektonisch eingelagert »kaledonische Granitoide« vor, die in den Küstendiler-, Belogradtschiker usw. Gebieten vorherrschend aplitgranitischen bis granitischen Charakter haben.

Der ganze vulkanogen-intrusive Komplex, einschließlich der terrigenen frühpaläozoischen Komponenten (Vermont oder Salairphase) wurde regional metamorphisiert. Metallogenetisch ist die diabasphyllitoide Formation verhältnismäßig schwach produktiv, sie enthält lokale hämatitische Erze. Neu erkannte altpaläozoisch-kaledonische Serpentinite (Abkömmlinge von Peridotiten Pyroxeniten, Duniten) kommen an Brüchen entlang hauptsächlich im präkambrischen Sockel vor. Ihre Intrusion fand nach der Ausbildung der diabasphyllitoiden Formation statt, die sie örtlich durchbrechen. Manche Ultrabasitkörper sind chrom-nickelführend.

Die Serpentinite von Belassitza werden wegen deren räumlicher Nähe und petrologischen Analogie mit gewissen Gesteinen der Vardarzone bedingt als alpine Bildungen angesehen [50].



A. Schema der magmatischen und metamorphen Formationen Bulgariens 1. Pliozäne Basalte; 2. Pliozäne subalkaline Vulkanite; 3. Oberalpine kleine Intrusionen; 4. Paläogene Vulkanite; 5. Sredna Gora Neointrusionen; 6. Vulkanite der Oberkreide; 7. Jurassische (Tithon) vulkanogene Formation; 8. Permische Vulkanite; 9. Pirin- und Warschilovo Granitoide; 10. Südbulgarische Granitoide; 11. K-Alkali intrusive Formation; 12. Kalk-Alkali Intrusive Formation; 13. Rakowo Granitoide; 14. Struma Dioritformation; 15. Diabasphyllitoide Formation; 16. Serpentinisierte Ultrabasite verschiedenen Alters; 17. Ossogowo-Lissetz Metamorphkomplex; 18. Proterozoischer Metamorphkomplex; 19. Archaischer Metamorphkomplex

B. Tektonisches Schema der Volksrepublik Bulgarien. I. Rhodope-Zentralmassiv; II. Moesische Platte; III—VIII. Balkanidensystem; III. Südkarpaten-Kula-Zone; IV. Vorbalkanzone; V. Balkanzone (Va. Westbalkan-Antiklinorium, Vb. Ostbalkan-Synklinorium); VI. Sredna-Gora-Zone; VII. Strandza-Sakar-Zone; VIII. Kraistiden und kraistidenbeanspruchter Teil des Rhodope-Zentralmassivs

Die Struma Dioritformation [28] besteht vorwiegend aus Gabbro, Gabbrodiorit, Diorit und Quarzdiorit, ferner aus Granodiorit, Quarzsyenodiorit bis Plagiogranit mit häufigen Übergängen. Sie sollen entweder Korrelate der Kalkalkaliformation Stara Planina oder magmatische Verdrängungsprodukte (Granitisation) der diabas-phyllitoiden Formation darstellen, mit der sie räumlich verknüpft sind.

Die etwa postsilurischen [50] »Rakowo Granitoide« sind im Ossogowo Gebiet intrudiert. Analoge, aber beschränktere Erscheinungen werden auch in der West-Stara-Planina vermerkt. Sie stellen strukturell-texturell variierende massige bis halbschiefrige Granite, Plagiogranite, Trondhjemite dar.

B. Herzynische Etappe. Am Ende des unteren Karbons, während der sudetischen Phase [25, 26, 40, 52] hat die Kalkalkaliformation der Stara Planina synorogen intrudiert. Sie stellt hypabyssale Pyroxenite, Hornblendite, Gabbros, Gabbrodiorite, Diorite, Granodiorite, Granite (Typen »Mesdreja« und »Klissura«) und eine Reihe von Übergangsgesteinen mit nachfolgenden komagmatischen aschisten Ganggesteinen (hauptsächlich Dioritporphyrite, Syenitporphyre und Granitporphyre) dar. Mit diesem Plutonismus sind die meisten balkanischen resp. krayschtidischen metallogenen Zonen verknüpft [54, 21], so z. B. die kontaktmetasomatischen Martinovo-, die kata- und mesothermalen Prekop-, Tschuprene-Gornilom-, Kopilowtzi-Goweschda-Erze. Ungeklärt sind die Entstehungsbedingungen der intrusiven Kaligesteinsformation des Bezirkes Sofia, Kasanlik, Trn mit Monzonite, Schonkiniten, Kali-Quarzsyeniten, Kali-Quarztinguaitporphyren und mit komagmatischen Ganggesteinen (hauptsächlich Tinguaiten und Bostoniten [23] — in Trn, mediterrane Übergangstypen [31] zwischen Syenitporphyren und Granitporphyren). Auch diese Intrusion fand im hypabyssalen Niveau statt, scheinbar postorogen in bezug auf die sudetische Phase. Gewisse petrochemische Beziehungen und räumliche Verhältnisse sprechen für eine komagmatische Verwandtschaft mit der vorhergehenden Kalkalkali-Intrusiv-Formation. Metallogenetisch ist die mediterrane Intrusivformation durch seltene Metalle charakterisiert.

Fraglich ist die chronologische Lage der »südbulgarischen Granitoiden« und ihrer Dyke-Gefolge. Sie liegen meist gänzlich mitten im kristallinen Sockel, seltener inmitten der diabas-phyllitoiden Formation [25, 13], weshalb sie als herzynisch [25, 10, 13], kaledonisch [27] oder kaledonisch-herzynisch [49] angesprochen werden. Sie stellen verhältnismäßig große batholithische Körper im Rhodopemassiv und in der Sredna-Gora-Zone dar. Da das Rhodopezentralmassiv während des ganzen Paläozoikums einen stabilen Kern bildete, können diese Granitoide als »teleorogene« [43] herzynische Intrusionen betrachtet werden. Die Batholithe sind z. B. aus folgenden Zonen aufgebaut: a) Diorite, Granodiorite, amphibolbiotitführende porphyroidische Granite; b) Porphyroide von Mikroklin Biotitgraniten (vorherrschend) und c) gleichkörnige Biotit- und Zweiglimmergranite und Plagiogranite [40]. Es wird auch angenommen, daß

Tafel II

Schema der magmatisch-metallogenen Entwicklung

Zeitalter	Tektonische Entwicklung: Orogene Etappe	Tektonische Entwicklung: Orogene-Phasen	Magmatismus: extrusiv	Magmatismus: intrusiv	Magmatismus: aschist
Paläozoikum	Herzynisch (D_3—P)	Saalisch	Finaler Typus kontinentale gemischte Spaltenergüsse		
				die Granitoide v. Pirin, v. Warschilowo	
		Asturisch		gangartige alaskitoide Granitoide	
				Südbulgarische Granitoide	Komagmatische Dyke-Formation
				die intrusive Kalkal-kali-Formation	Komagmatische Dyke-Formation
		Sudetisch		die intrusive Kalkal-kali-Formation von Stara Planina	Komagmatische Dyke-Formation
	Kaledonisch (Cm — D_2)			die Rakowo-Granitoide	
				Serpentinisierte ultrabasische Spaltenintrusionen	
		Vermont (?)	Diabas-phyllitoide Formation		
			Initialer, submariner ophiolithischer Vulkanismus	Synkinematische Granitoide	

Anmerkung: 1. In dem Schema sind die genetischen Haupttypen der Erzerscheinungen eingeschlossen. Die Elemente in der Rubrik »nutzbare seltener festgestellte Begleitelemente« (Tafel 2 und 3) sind in Gruppen nach der geochemischen Klassifikation von A. M. ZAVARICKIJ [32] angeordnet.

2. Es sind analysiert:* Gesteinsproben;** Erzproben.

Bulgariens während des paläozoischen Zyklus

Endogene Mineralisationen

Mineralisationstypus	Metallogener Komplex	Nutzbare Komponenten	
		Relativ stärker vertretene Hauptelemente	Seltener festgestellte Begleitelemente
meso-epithermal	Cu(arme Erze)	Cu	
			Ba, Be, Sr, Cs; F, P; Cr, Co, Ni; Mn, V,* Nb, Ta; Th, U; Ga, Ge, Sn; Ce, La, Yb, Y,
hypothermal	scheelitführend	W, Mo, Bi	Be, Sr; V, Ni, Zr; Cu, Zn, Pb, Ag* Ga, Sn;
hypothermal kontaktmetasomatisch	Molybdänit und Pyrit molybdänitführend	Mo, Re,	Be, B, Mn; Ti, V, Cr, Co, Ni; Y, Zr, TR, W, Cu, Pb, Zn, Ga, Sn, Ag, Cd; As, Bi,**
pegmatitisch	Eisen	Fe(arme-Erzführung)	
			Be, Nb, Ta, Zr, TR, Th, U, *
	seltene Erden		Li, Rb, Cs, Sr, Ba; Ti, V, Cr, Co, Ni, Zr, TR; Th, U; Pb, Cu, Tl;*
hypo-mesothermal kontaktmetasomatisch	Kupfer, Buntmetalle Eisenerze	Cu, Pb, Zn; Ag, Au Fe, As; Cu, Mo.	Mn, Co, Ni; Cd, Ga; As, Bi, Se, Te;**
			Li, Rb, Ba, Sr, Cs; Bi, Ti, V, Cr, Co, Ni; W, Zr, TR, Th, U; Cu, Zn, In, Ga, Ge, Tl, Sn;*
frühmagmatisch	Ni-führende Chromite	Cr, Ni, Talk, Asbest	Co; Cu, Zn, Pb, Ga; As; Pt**
regionalmetamorph	Eisenoxyde	Fe	Mn, Ti, Pb, Zn, Cu **

Tafel III

Schema der magmatisch-metallogenen Entwicklung

Zeitalter	Tektonische Entwicklung: Orogene Etappe	Tektonische Entwicklung: Orogene Phasen	Magmatismus: extrusiv	Magmatismus: intrusiv	Magmatismus: aschist
Neozoikum	Alpine Etappen — spätalpin (Pg_2^3 — Q)	Walachische	Finaler Vulkanismus B) Spaltenergussbasalte (N_2) a) Subalkalische Spaltenergüsse (N_2)		
		Atische		Interzedente, hypoabyssische bis subvulkanische, mehrmalige Spaltenintrusionen (»kleine Intrusionen«) (Pg_3—Ni)	
		Savische	Subsequenter polyzyklischer (mittelbasischer bis saurer) Spaltenvulkanismus (Pg_2^3 — Pg_3)		
		Pyrenäisch			Dioritporphyrite der Westbalkanzone (Pg_1?)
	mittelalpin (Cr_2 — Pg_2^2)			Interzedente, Typus »Sredna Gora« mehrmalige »kleine Intrusionen« von pazifischem und mediterranem Charakter (Pg_1)	Interzedente »Sredna Gora« Dyke-Formation
		Laramisch	Submariner, polyzyklischer sialischer Vulkanismus (Cr_2) Dioritporphyrite der Ostbalkanzone (Cr_2)		
Mezozoikum		Austrisch	Submariner Cr?		
	frühalpin (T_1 — Cr_1)	Jung-Kimmerisch	Submarin-ophiolithischer Vulkanismus (J_3)	Subvulkanisch bis hypoabyssal pykritische diabasische Porphyrite (J_3)	
		Alt-Kimmerisch	Submariner polyzyklischer Vulkanismus in der Moesischen Platte (T_2)		

Bulgariens während des alpinen Zyklus

Endogene Mineralisationen			
Mineralisationstypus	metallogener Komplex	Nutzbare Komponenten	
		Relativ stärker vertretene Hauptelemente	Seltener festgestellte Begleitelemente
epithermal	fluoritisch	F	Mg, Ba, Sr; Fe, Co, Ni; W, Mo; Cu, Zn;**
mesothermal	polymetallisch (Buntmetalle)	Pb, Zn, Cu	Ba, Be, Sr; Co, Ni, Ti; V, Ga, Ge, Ag, Au, Zn, Cd, Sn; As, Sb, Se, Te, Bi;**
		F (?)	Li, Ba, Cs, Sr;* Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni; Cu, Pb, Zn, Ag, In, Ga, Tl; Ce, Nb, Pr, Sm, Gd, Tb, Py, Ho, Tu, Yb
Balkanische metallogene Zone	Kupfer und Polymetalle (Buntmetalle) und Baryt	Pb, Zn, Cu, Ba	F, Mn, Ni; Co, Mo*; Ga, Ge, Sn, In, Hg, Tl, Ag, Au, Cd, As, Sb, Se;
epi- bis telethermal	Eisen-type Kremikowtzi (telethermal)	Fe, Mn, Ba, Pb, Zn, Cu;	P, Tl, Co, Ni, V, Cr; Mo, W;* Ge, Ag, Au; As
Metallogene Zone »Sredna Gora«	Barytisch	Ba	Sr, V, Ni, Co, Mo; Cu, Pb, Zn;* Ag, Au;
epi- bis mesothermal	Pyritisch-chalkopyritisch Chalkopyrit-molybdänitisch	Cu, Fe, Sn, Mo, Pb, Zn	Ba, Sr, V; Mn; Co, Ni, Cr, Y, Zr, W, Mo, Sc, Ag, Au, Ga, Cd, Sn, In,**
hypothermal	pyrit-molybdänitisch	Mo, Cu, Pb, Zn, V;	As, Sb, Se, Te; Sm, En, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu; Pr, La,*
Kontaktmetasomatisch (Mg—Ca Skarne)	Magnetit und Chalkopyrit	Fe; Cu	B, Mo, W; Pb, Zn; Bi*
früh- und spätmagmatisch	Ilmenit-Titanmagnetit	Fe, T; V.	Mg; P, Cr, Ni; Mn, As;*
Submarin-exhalative Lagerstätten	Mangan und Eisenoxyde	Mn, Fe;	
meso-hypothermal	Kypter-Molybdän	Cu, Mo;	
mesothermal	Kupfer und Kupferpolimetallisch (Buntmetalle)	Cu; Pb, Zn;	

gewisse Rhodopegranitoide Assimilationsprodukte sind [10]. Ihre Gangformation besteht überwiegend aus Dioritporphyriten bis Granitporphyren. Sie enthalten K- und Na-Pegmatite, und im Zusammenhang damit wurden auch einige Molybdänvorkommen erschlossen (Sredna-Gora-Zone) und seltene Metalle gefunden [48].

Die monzonitoiden gleichkörnig-mittelkörnigen Granitoide von Pirin (Rhodopemassiv) und Warschilowo (Sredna-Gora-Zone) sind jünger als die südbulgarischen Granitoide [9, 11], aber vielleicht auch noch herzynischen oder alpinen Alters. Metallogenetisch sind sie mit Ausnahme des Granits von Teschovo fast ganz steril [9].

Spätherzynischer Vulkanismus (Stephan-Perm saalischer Phase) ist in der Balkanzone und teilweise in der Sredna-Gora-Zone gleichfalls entwickelt. Er umfaßt pulsative Spaltenergüsse von Basalten, Andesitbasalten, Andesiten, Daziten und Albitporphyren und die entsprechenden Pyroklastite. Sie stellen die Endetappe (finaler Vulkanismus) des herzynischen Magmatismus dar [40]. Mit diesem Vulkanismus stehen gewisse schwache, nicht perspektivische Kupfermineralisationen im Erzdistrikt von Belogradtschik in Verbindung.

III. Der alpine Zyklus

Dieser Zyklus kann in drei Etappen unterteilt werden, u. zw. in die frühe (Trias-Jura-Unterkreide), die mittlere (Oberkreide-Mitteleozän) und in die späte Etappe (Obereozän-Quarternär) (Tafel III).

A. Frühalpine Etappe. Bohrungen im Bereich der Moesischen Platte fanden Pyroklastite inmitten der mitteltriadischen sedimentären Serie im Michailowgrader Bezirk in einer Mächtigkeit von rund 500 m mit Basalt, Andesitbasalt, Andesit und Dazit. Analog und gleichartig ist der Vulkanismus in der Vardarzone [46]. Der jurassische Magmatismus hat eine beschränkte räumliche Ausbreitung im Grenzgebiet der Sakar-Strandschan-Zone. Er stellt einen submarinen, initialen ophiolithischen Vulkanismus im Thiton mit Spilit, Keratophyr, Diabas und Pyroklastit dar. Im subvulkanischen bis hypoabyssalen Niveau sind hier auch Pikritporphyrite, Diabasporphyrite und Quarzkeratophyre vorhanden [8]. Mit diesem Magmatismus stehen Kupfer- und kupfer-polimetallische Erze im Burgas-Erzdistrikt in Verbindung [40].

In der unterkretazeischen Zeit fand keine magmatische Tätigkeit statt.

B. Mittelalpine Etappe. Im östlichen Teil der Balkanzone [44] beginnt die neue vulkanische Tätigkeit im oberen Cenoman, um sich an der Grenze des Cenoman-Turons, im unteren Senon und im Maastricht mit der größten Verbreitung im Maastricht fortzusetzen [25, 26, 30, 40, 14]: »subbalkanische vulkanische Zone« [57]. In Verbindung mit der cenoman-turonischen effusiven Tätigkeit sind auch Dioritporphyrite bekannt, die wahrscheinlich die Wurzelpartien der entsprechenden vulkanischen Kanäle darstellen. Petrochemisch

sind die Vulkanite der Sredna Gora in zwei Reihen zu unterteilen: in die pazifische Reihe (Limburgite, Pikrite, Basalte, Basaltandesite und Dazite) und in die mediterrane Reihe (hauptsächlich Latite und Trachyte). Die Kaligruppe ist hauptsächlich im östlichen Teil der Zone vertreten. Quantitativ vorherrschend sind verschiedene Andesite. Pyroklastite sind vor den Vulkaniten meistens im Übergewicht. Die effusive Tätigkeit hat einen submarinen Charakter und ist fast überall von Propylitisierung begleitet.

Der Oberkreidevulkanismus spielt trotz seines sialischen Charakters wahrscheinlich infolge der primären morphostrukturellen Eigenschaften der spezifischen larmischen Falten [17, 14] des Sredna-Gora-Synklinoriums [6] die Rolle eines initialen Magmatismus [14]. Das Fehlen eines typischen synorogenen Plutonismus steht wahrscheinlich damit im Zusammenhang. Die intrusive Tätigkeit der laramischen Phase zeigt in der Sredna-Gora-Zone einen postorogenen, interzedenten Charakter [14]. Während des Unterpaläozäns haben sich die kompliziert rupturel bedingten [24, 6, 12] »kleinen Intrusionen« der Sredna Gora gebildet. Sie sind in verschiedenen Teufen erstarrt: vorherrschend hypabyssal im Ostteil und hypabyssal-subvulkanisch im Westteil des Synklinoriums [20, 14, 40]. Auch das STILLEsche ungleichzeitige Heranreifen der geosynklinalen Zonen, welches eine gewisse Variation im Charakter des Magmatismus bedingt, wirkt dabei mit [57]. Auch hier sind pazifische und mediterrane Gesteinsassoziationen vorhanden, einerseits Pyroxenit-Gabbro, Gabbrodiorite-Diorite, Quarzdiorite, Granodiorite-Granite, anderseits Monzonite, Syenite, Monzodiorite, Syenodiorite, Granosyenite usw. [24, 19, 26, 53, 12].

An den Rändern der Sredna Gora und in ihrer Nachbarschaft erscheint die »Sredna-Gora-Dyke-Formation« mit ruptureller Anlage und kompliziertem Aufbau [14]. Faziell entspricht die Dyke-Formation der vorhergehenden neointrusiven Tätigkeit, einschließlich der lamprophyrischen Varietäten [17]. Der Reichtum an Gesteinsarten ist in einigen Fällen auf die Verschiedenheit der postmagmatischen Vorgänge zurückzuführen.

Den metallogenetischen Charakter der Sredna Gora mit dem Vorherrschen des Kupfers und der verhältnismäßig untergeordneten Rolle des Eisens, Mangans und der Buntmetalle bestimmt hauptsächlich die mittelalpine magmatische Tätigkeit. Mit dem oberkretazeischen Vulkanismus sind submarin-exhalative Mangan-Eisenoxyderzvorkommen [29], mit dem plutonischaschisten Magmatismus dagegen früh- oder spätmagmatische hypothermale, meso- bis epithermale Erzvorkommen [53, 49, 14, 18] verbunden. Entsprechend den Unterschieden in der Teufe der Intrusionen ist auch gewisse Abhängigkeit des Vererzungsstadiums zu beobachten: höherthermale Erzführung im Osten, tiefthermale im Westen.

Synchron mit den Sredna-Gora-Neointrusionen sind petrochemisch ähnliche kleine magmatische Körper auch in den Nachbargebieten der Rhodopemasse (Yugowo, Naretschen) und der Balkanzone (Pirdop usw.) bekannt. Ein

wahrscheinlich mittelalpines Alter haben die sogenannten »unterkretazischen Dioritporphyrite« der westlichen Stara Planina [25, 27, 40]. (Der heutige Erosionsschnitt durchschneidet hier den Alb als jüngste Formation.) Mit ihnen stehen wahrscheinlich die telethermalen Kupfer- und polimetallischen Lagerstätten mit Baryt bei Wratza-Iskar (Sedmotschislenitzi) und im Zentralbalkan (Elazite) sowie die kryptoplutonische telethermale Eisenerzlagerstätte von Kremikovtzi im Zusammenhang [40]. Differenz im Geochemismus der einzelnen metallogenen Zonen resp. Erzdistrikte und Vorkommen sind durch spezifisch strukturelle Eigenschaften und verschiedene Intrusionsteufen bedingt.

C. Spätalpine Etappe. Stürmisch ist die spätorogene Entwicklung des Magmatismus im Süden in der Rhodope. In der Sredna Gora (hauptsächlich im Bezirk von Tschirpan [40]) und im Bezirk Panagürischte kommen die »explosiven brekzösen Dykes« [14] vor. Die Ausbildung der obereozän-oligozänen tektonischen Bruchzone rund um die Rhodopen zerbrach selbst die Rhodopenmasse zu einem System von Horsten zweiter und dritter Ordnung mit dazwischenliegenden Gräben. Diese Gräben wurden von sedimentär-vulkanogenen Materialien ausgefüllt. Im Raume der Depressionen drangen durch rupturelle Kanäle pulsationsartig große Lavamassen empor [25, 27, 34, 35, 40]. Der Vulkanismus hat in der Ostrhodope und im Ossogowogebiet [50] einen neutralen bis sauren Charakter mit erhöhter oder normaler Alkalinität (Andesite, Trachyandesite, Rhyolithe, Rhyodazite und Pyroklastite). In der Dospat- und teilweise in den Mesta-Depressionen wiegen ignimbritische Rhyolithe und Rhyodazite vor [9, 10]. Die oligozänen Magmaherde sind wahrscheinlich mit den »kleinen Intrusionen« (hypabyssische bis subvulkanische Stöcke und Dykes) von Ossogowo [40, 50] und von den Ostrhodopen [16] direkt oder indirekt verbunden. (Oberoligozän-Miozän, savische Phase: Monzonitoide, Granodiorite, Granosyenite mit Pegmatiten, Apliten und mit dioritporphyritischen bis granitporphyrischen Ganggesteinen). Sie dürfen wahrscheinlich eine breitere kryptoplutonische Fortsetzung haben, so daß sie eine genetische Verbindung sogar mit dem Xanty Pluton haben können [30]. Da dieser Vulkanismus in dem fast konsolidierten Rhodopemassiv erscheint und sauren Charakter hat, entspricht er dem typischen subsequenten Vulkanismus. Die kompliziert aufgebauten kleinen hypabyssischen bis subvulkanischen Spaltenintrusionen können zum interzedenten Plutonismus gehören. Die jungalpinen magmatischen Erscheinungen führen zur magmatischen Verfestigung des mosaikartig zerbrochenen Rhodopemassivs.

Der obereozän-oligozäne Vulkanismus ist nach unseren heutigen Kenntnissen metallogeneticsh steril, wogegen der folgende Plutonismus außerordentlich reich an Erzen ist (polimetallische Gänge und metasomatische Erzkörper [40]).

Gegen Ende der jungalpinen Etappe erlischt allmählich die magmatische Tätigkeit in Bulgarien. In Südwestbulgarien (im unteren Strumatal) bildeten

sich im Pliozän einige kleine Vulkanherde mit subalkalinischem, trachyandesitischem Charakter [27, 35, 50]. Mit ihnen lassen sich die Fluoritbildungen vom Typ »Palat«-Sandanski in Verbindung bringen. Während des Pliozäns bilden sich entlang zweier fast meridionaler Bruchlinien in der Moesischen Platte, im Balkansystem und teilweise auch in den Ostrhodopen einer Reihe von kleinen Basaltkörpern entlang Spalten ohne Erzführung. Diese effusive Tätigkeit stellt den kratonischen, finalen Vulkanismus dar, vermerkt also das Ende des Magmatismus in Bulgarien.

Versuch einer Formationsanalyse

Die bulgarischen Magmatite können im Sinne der Formationsanalyse nach KUSNEZOW erklärt werden.

Die präkambrischen magmatischen Formationen. Während der metamorphen Konsolidation haben Infiltrationssättigungen des primären geosynklinalen Komplexes (Migmatisation und Anatexis) stattgefunden. Wegen der Eigenartigkeit der tektonischen Umstände und der spezifischen Natur ihrer magmatischen Prozesse werden die Bildungen des Präkambriums als »nicht wiederholbar« bezeichnet. Sie gehören zur Kategorie der speziellen »Formationen der Schilde und zu dem Frühstadium der alten Plattformen«.

Die kaledonisch-herzynischen magmatischen Formationen stellen in ihrer Gesamtheit mit der komplexen vulkanogen-intrusiven Assoziation eine spezifische Formationsreihe dar, die der Kategorie der »Formationen von der echten Geosynklinaletappe der mobilen Zonen« angehört. Zur selben Kategorie, u. zw. zur Gruppe der »hyperbasitischen Formationen« gehören auch die kaledonischen Serpentinite. Ihre hauptsächliche Charakteristik ist die räumliche Gebundenheit an die Zonen der Tiefenbrüche. Eine Reihe von Morphostruktureigenschaften läßt vermuten, daß diese Serpentinitkörper teilweise »kalt« während der Serpentinisierung intrudierten.

Die »Struma-Dioritformation« und die »Rakowo-Granitoide« können im wesentlichen als selbständige magmatische Formationen des Paläozoikums angesehen werden. Sie dürfen in die Gruppen der »orogenen Formationen« eingereiht werden.

In die Kategorie der »orogenen Formationen« der mobilen Zonen wird die »Stara-Planina-Kalkalkali-Intrusivformation« einschließlich der komagmatischen aschisten Begleitserie einbezogen. Sie gehören zum gabbro-dioritgranodioritischen Typus, wobei Granitoide nur eine untergeordnete Rolle spielen. Die zusammengesetzten Instrusivkomplexe sind mehrphasig und zeichnen sich durch eine bedeutende chemische Aktivität resp. Erzführung aus.

Die bisher besprochene Kalkalkaliformation ist während der »Hauptfaltungsphase« zustande gekommen. Die Alkaliformation intrudierte dagegen

später, postorogen in der sudetischen Phase. Die »südbulgarischen Granite« mit ihrem zusammengesetzten Aufbau und mit ihren großen batholithischen Dimensionen können zur »Formation der granitoiden Batholithe mit bunter Zusammensetzung« eingereiht werden. Sie bilden die Kerne von länglichen und ziemlich breiten Faltenstrukturen, fast ausschließlich inmitten des kristallinen Sockels. Sie haben eine reichliche aplit-pegmatitische Tätigkeit, aber relativ schwache komagmatische Dyke-Suite und sind deshalb perspektivisch für K- und Na-Pegmatite, teilweise auch für die Molybdänerzführung des Stockwerktypus.

Als zur selben Formation gehörig kann auch der Komplex der relativ jüngeren leukokraten Ganggranite angesehen werden. Dabei wird eine Seltenemetallführung vermutet.

Die jüngsten Pirin- und Warschilovo-Granitoide können aber nur bedingt zur selben Formation gerechnet werden. Die Kennzeichen dieser Formationsreihe sind: abyssale Differentiation, Intrusion in chronologisch und petrochemisch gut unterscheidbaren Formationen mehrphasiger Aufbau der magmatischen Komplexe, verhältnismäßig starke Erzführung mit spezifischer Erzassoziation für jede Formation.

Der permische (Stephan) mehrphasige Vulkanismus ist Vertreter der Basalt-Andesit-Liparit-Formationen. Als finaler Vulkanismus vermarkt er das Ende der herzynischen Tektogenese. Er hat einen Spaltenergußcharakter mit Bruchkanälen und schwache Erzführung.

Die alpinen Formationen. Petrochemisch und strukturell kann der mitteltriadische Vulkanismus in die »Spilit-Keratophyr-Formation der Geosynklinalzone« eingereiht werden. Zur Kategorie »Formationen der Geosynklinalzonen« gehört auch der tithonische ophiolithische Initialvulkanismus des Strandja-Gebietes. Die späteren, vorwiegend subvulkanischen intrusiven Varietäten sind keine selbständige Bildungen, sondern mit diesen vulkanischen Formationen verbunden.

Die Entwicklung der mittleren alpinen magmatischen Formationen ist fast ausschließlich auf die Sredna-Gora-Zone konzentriert. Ihrem Wesen nach ist das eine regenerierte vulkanogene Geosynklinale. Ihre Anfänge als Grabensynklinorium und ihre folgende magmatisch-tektonische Entwicklung sind stets von einem komplizierten Bruchsystem kontrolliert. In die östliche Balkanzone im Cenoman-Senon und hauptsächlich in das Sredna-Gora-Grabensynklinorium besonders während des Maastrichts haben sich mehrfach große synsedimentäre Lavamengen durch Bruchkanäle ergossen. Diese submarine Effusion hatte einen vorherrschend explosiven Charakter mit vielen Pyroklastiten. Im Gegensatz zum normalen Geosynklinalvulkanismus zeichnet sich dieser Vulkanismus durch seinem neutralen Charakter aus (Sredna-Gora-Andesit-Latit-Formation). In einzelnen Teilen dieser Zone kommen auch quantitativ untergeordnete Subformationen mit basischer bis ultrabasischer Zusammensetzung

im Synklinorium von Burgas und mit saurer Zusammensetzung (Dazittype) im Synklinorium von Panagürischte vor.

Die danach entstandene Sredna-Gora-Intrusivformation umfaßt eine ganze Serie kompliziert aufgebauter magmatischer Komplexe, mit einigen Altersabweichungen [12, 13]. Sie umfaßt auch die Sredna-Gora-Dyke-Formation.

Der petrochemisch und magmatisch-strukturell ähnliche Oberkreidevulkanismus und der paleozän-plutonischaschiste Magmatismus können in eine einzige vulkanogenintrusive Formationsreihe vereint werden. Ihre magmatischen Formationen und Komplexe entstammen aus dem gleichen tiefen Herd. Sie sind auch direkt bruchbedingt, haben einen mehrphasigen Aufbau, pazifische und mediterrane Tendenzen und starke Erzführung.

In spätalpiner Zeit ist der Magmatismus fast ausschließlich im Areal des Rhodope-Zentralmassivs tätig. Tektonisch gesehen hat es einen postorogenen geoantiklinalen Charakter, weshalb es den »Formationen der geoantiklinalen Gebiete« zugerechnet wird. Auch hier ist eine intensive Bruchtätigkeit vorhanden. Im Obereozän und Oligozän entsteht die Latit-Andesit-Rhyolith-Formation mit starker fazieller und chronologischer Veränderlichkeit. Sie kann in zwei Subfazies eingeteilt werden: latit-andesit-rhyolithisch und plateaurhyolithisch (Rhyolithe vom Nevadatyp): die Trennung dieser Subfazies in selbständige Formationen [34] scheint nicht genügend begründet zu sein.

Die folgende magmatische Tätigkeit an der Grenze Oligozän-Miozän gehört zum subvulkanisch-hypoabyssalischen Typ der »kleinen Intrusionen« und kann zu den »gabbro-monzonit-granitoiden Formationen der Geoantiklinalen Gebiete« gezählt werden [31, 35]. Zur selben Gruppe resp. zur trachyandesitischen Formation gehört auch der pliozäne subalkalische finale Vulkanismus von Südwestbulgarien. In ihrer Gesamtheit können die drei oberalpinen Formationen als eine spezifische magmatische Reihe angesehen werden, die folgende Hauptmerkmale hat: aktive rupturelle Bedingtheit, bedeutende fazielle Differentiation, mehrphasiger Aufbau mit Ausnahme des paläogenen (?) Vulkanismus, starke Erzführung und bedeutende metallogene Spezialisierung.

Die finalen pliozänen Spaltenbasalte haben eine eigenartige Stellung, indem sie in einer fast meridionalen Richtung alle tektonischen Strukturzonen durchschneiden. Sie sind hauptsächlich in der Moesischen Platte entwickelt, weshalb man diese Basalte am besten der Gruppe der »Formationen der verfestigten (starren) Gebiete«, u. zw. dem kontinentalen Typus der Olivinbasaltformation zurechnet.

Die Übersicht über die mittel- und spätalpinen Magmatismen spricht für eine Tendenz der Bewegung der magmatischen Erscheinungen von Norden nach Süden. Dieser Umstand hat eine Reihe von Forschern zur Annahme einer subkrustalen Magmenmigration geführt. STILLE [57] nahm eine Migration der Magmen vom Rhodopemassiv nach Norden gegen die Sredna Gora, KOSTOW [42]

dagegen eine Bewegung in umgekehrter Richtung von Norden nach Süden (vom Balkanidensystem über die Rhodope bis zum Dinaridensystem [34]) an. IVANOW hält eine solche Migration für wenig wahrscheinlich. Zu berücksichtigen ist die petrochemische Ausbildung der mittel- und spätalpinen Formationen und deren metallogenetische Spezialisierung (vorwiegend Kupfer in der Sredna Gora und polimetallisch in der Rhodope). Die Existenz eigener regionaler, teils in situ entstandener Magmen scheint wahrscheinlich zu sein. In diesem Sinne kann man eher von einer Verschiebung des tektogenen Epizentrums von Norden nach Süden mit ruptureller Aktivierung und Auspressen eigener regionaler Magmen sprechen.

Die spezifische metallogene Ausbildung einzelner Zonen kann aber etwa scheinbar, u. zw. die Folge verschiedener Erosionsniveaus sein.

LITERATUR

1. Алексиев, Е.: Геохимия на редките и разсеяните елементи във Витошкия плутон, Тр. върху геол. на България, сер. геох. и пол. изк. София, кн. I, 3—64, 1960.
2. Алексиев, Е.: Геохимическая корреляция древнепалеозойских интрузивных пород из Стара-Планины и Трынского района при помощи редких и рассеянных элементов, Доклады, часть III, Карпато-Балканская геол. ассоциация, VII. конгресс, София, 1965.
3. Атанасов, А., — Бояджиев, Ст. — Богданов, Ст. — Йорданов, М. — Чешитев, Г.: Принципы, методика составления и содержание тектонической карты НР Болгарии в М = 1 : 200 000, Сп. Геотектоника, Изд. АН СССР, Москва, 21—30, 1966.
4. Билибин, Ю. А.: Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, Госгеолиздат, Москва, 1955.
5. Бончев, Ек. — Карагюлева, Ю. — Костадинов, В. — Манолов, Ж. — Каменова, Й. — Динков, Е. — Бакалова, Д. — Манолова, Р.: Основи за тектониката на Краището и прилежащите му земи, Тр. върху геол. на България, сер. страт. и тект. София, кн. **1,** 7—92, 1960.
6. Бончев, Ек.: Бележки върху главните разломни структури в България, Тр. върху геол. на България, сер. страт. и тект. София, кн. **II,** 5—29, 1961.
7. Бончев, Ек. — Карагюлева, Ю: Средногорският антиклинорий и Старопланинският гранитен навлак, Тр. върху геол. на България, сер. страт. и тект. София, кн. **II,** 31—42, 1961.
8. Бояджиян, О. — Иванова-Панайотова, В. — Асланов, А.: Юрски диабазов магматизъм в района на с. Граматиково-Бургаско, Год. на Гл. Управл. по геология, София, т. **XIV,** 153—173, 1963.
9. Бояджиев, Ст.: Върху геологията на Пирин планина, Год. на Управл. геол. проучвания, отдел А, София, т. **VIII,** 89—125, 1958.
10. Бояджиев, Ст.: Магматичните скали в Западните Родопи, Год. на Управл. за геол. проучвания, отдел А, София, т. **X,** 1—43, 1959.
11. Бояджиев, Ст.: Взаимоотношенията между интрузивните скали в Ихтиманска Средна гора и Плана планина, Сп. Минно дело, София, кн. **6,** 29—35, 1959.
12. Бояджиев, Ст.: Петрология и структура на Гуцалския плутон, Приноси към геол. на България, т. **I,** 1961, Приложение към Год. на Управл. за геол. проучвания, отдел А, София, т. **XI,** 179—251, 1961.
13. Бояджиев, Ст.: По въпроса за възрастта на южнобългарските гранити, Сп. на Бълг. геол. д-во, год. XXIV, София, кн. **2,** 155—164, 1963.
14. Бояджиев, Ст.: Върху някой особености в алпийското магмотектонско развитие на източната част от Байлово-Панагюрския синклинорий, Год. на Управл. по геология, София, т. **XV,** 105—123, 1964.
15. Бояджиев, Ст.: Върху взаймоотношенията на висококристалинния цокъл и диабаз-филитоидната формация, Сборник в чест на акад. Й. Йовчев, Гл. Управл. по геология, София, 263—276, 1964.

16. Боянов, Ив. — Маврудчиев, Б. — Вапцаров, И.: Върху структурно-формационните особенности на част от Източните Родопи, Изв. на Геол. и-т «Стр. Димитров», БАН, София, кн. **XII,** 125—186, 1963.
17. Василев, Л. — Станишева, Г.: Илменито-титаномагнетитовото орудяване в Великовския плутон при с. Кости, Странджа планина, Сп. Бълг. геол. д-во, год. XXIV, София, кн. **1,** 1—21, 1963.
18. Василев, Л. — Стайков, М. — Иванова-Панайотова, В.: О некоторых закономерностях в развитии интрузивных и скарново-рудных процессов в Странджа планина, Доклады часть III, Карпато-Балканская геол. ассоциация, VII. конгресс, София, 1965.
19. Георгиев, Г. К.: Изучавания на плутоничните и жилни скали над с. Бошуля—Пазарджишко, Год. Соф. у-т, физ. мат. ф-т, София, т. **XII,** кн. 3, 101—131, 1944—45.
20. Георгиев, Г. К.: Принос към изучванията на плутоничните и жилните скали в югоизточната част на Бургаско, Год. МГИ, София, т. **II,** 101—168, 1956.
21. Димитров, Стр.: Еруптивните скали на Балкана между Петроханския проход и Ржана планина, Сбор. Научни трудове, София, т. **I,** 82—133, 1927.
22. Димитров, Стр.: Диабазовите скали в Искърския пролом между ж. п. спирка Бов и станция Лакатник, Сбор. Научни трудове, София, т. **II,** 134—187, 1961.
23. Димитров, Стр.: Принос към изучаването на нашите калиево-алкални еруптивни скали при с. Свидня, Сбор. Научни трудове, София, т. **II,** 55—98, 1961.
24. Димитров, Стр.: Витошкият плутон, Сбор. Научни трудове, София, т. **II,** 165—239, 1961.
25. Димитров, Стр.: Метаморфните и магматичните скали в България, Основи геологията на България, Сбор. Научни трудове, София, т. **II,** 256—291, 1961.
26. Димитров, Стр.: Состояние и очередные задачи изучения магматических и метаморфических комплексов Болгарии, Сбор. Научни трудове, София, т. **II,** 312—332, 1961.
27. Димитров, Стр.: О развитии магматизма и размещении связанных с ним рудных месторождений Болгарии, Сбор. Научни трудове, София, т. **II,** 353—363, 1961.
28. Димитров, Ц.: Принос към геологията на Осоговската планина, Год. на отд. за минни и геол. проучвания, Дир. природни богатства, Отдел А, София, т. **III,** 179—201, 1945.
29. Димитров, Ц. — Костов, Ив.: Върху генезата на мангано-рудните месторождения в Средногорието, Год. на Соф. у-т, БГГ ф-т, София, т. **48,** кн. 2, Геология, 1952, (1953), 23–60, 1954.
30. Димитров, Ц.: Бележки за Ксантийския плутон, Год. Соф. у-т, БГГ ф-т, София, т. **49,** кн. 2, 35—61, 1956.
31. Драгов, П.: Върху геоложкото положение и петрографския характер на калиевите скали от херцинските структури в Стара планина и Краището, Тр. върху геол. на България, сер. геох. и пол. изкопаеми, София, кн. **III,** 237—250, 1962.
32. Заварицкий, А. Н.: Введение в петрохимию изверженных горных пород, Изд. АН. СССР. Москва, 1950.
33. Иванов, Ж. — Хайдутов, Ив.: Структура на Стакевския плутон и неговата метаморфна мантия, Изв. на Геол. и-т «Стр. Димитров», БАН, София, кн. **XIII,** 181—214, 1964.
34. Иванов, Р.: Върху геологията на Дамбалъшкия вулкански масив Момчилградско, Изв. на Геол. и-т при БАН, София, кн. **IX,** 143—152, 1961.
35. Иванов, Р.: Формационна и петрохимическа зоналност на третичния магматизъм в Родопския срединен масив, Изв. Геол. и-т «Стр. Димитров», — БАН, София, кн. **XIII,** 135—167, 1964.
36. Иванов, Р.: О магматических сериях и магматических формациях в связи с мелово-третичным вулканизмом Балканид, Доклады, часть III, Карпато-Балканская геол. ассоциация, VII. конгресс, София, 1965.
37. Йовчев, Й.: Геоложки основи на полезните изкопаеми, Изд. «Техника», 1960.
38. Йовчев, Й.: Полезни изкопаеми на НР България-цветни метали, Изд. «Техника», 1961.
39. Йовчев, Й.: Полезни изкопаеми на НР България-черни метали, Изд. «Техника» 1961.
40. Йовчев, Й.: Основы геологии и полезные ископаемые территории НР Болгарии, VII. конгресс, Карпато-Балканской геологической ассоциации, София, 1965.
41. Константинов, К.: Микроскопски изследвания върху рудата на Плакалница и Гладна, Год. на геол. и минни проучвания, отдел А, София, т. **V,** 87—132, 1952.

42. Костов, Ив.: Минераложко райониране на Родопите, Тр. върху геол. на България, серия геох., минер. и петрография, София, т. **4,** 7—26, 1963.
43. Красный, Л. И.: Международная тектоническая карта Европы, Сп. Геотектоника, Изд. АН СССР, Москва, кн. **5,** 130—135, 1965.
44. Кънчев, Ил.: Медитеранският тип горна креда в Лудокамчийския дял на Източна Стара планина, «Известия» НИГИ, София, т. **III,** (под печат), 1967.
45. Кузнецов, Ю. А.: Главные типы магматических формаций, Сибирское отд. АН СССР, И-т геол. и геоф. Изд. «Недра», Москва, 1964.
46. Малахов, А. А.: Последовательность формирования магматических пород на территории Вардарской Македонии, Узбекский геол. журнал, вып. **5,** 1959.
47. Минчева-Стефанова, Й. — Адамов, Бл.: О возрасте и происхождении некоторых оруденении в Западной Стара-Планине по данным изотопного анализа свинца, Доклады, часть III, Карпато-Балканская геол, ассоциация, VIII. конгресс, София, 1965.
48. Стайков, М. — Иванова-Панайотова, В. — Стайкова, М. — Катев, К. — Емануилов, Хр.: Молибденовите орудявания и връзката им с гранитите в Средногорския антиклинорий, Геофонд — НИГИ, 1966.
49. Ушев, А. — Маринова-Чипчакова, Ст. — Ангелков, Кр.: Медетският плутон и свързаното с него медно месторождение Медет-Панагюрско, Приноси към геологията на България, София, т. I, 69—147, 1962.
50. Boyadjiev, St.—Zagorchev, Iv.—Zidarov, N.—Harkovska, Al.: Notes on the geology of the country between the Struma river and the Yugoslav-Bulgarian frontier. Reports of the 6th congress of the Geologists in Yugoslavia, Ohrid, 148—174, 1966.
51. Dabovski, H.—Zagorchev, Iv. — Ruseva, M. — Chunev, D.: Granitoid plutons in Real Sredna Gora Mountain. Reports of the VIIth Congress of the Carpatho-Balkanic Geological Association, 89—92, Sofia, 1965.
52. Dimitrowa, E.: Einige Gesetzmäßigkeiten in der frühpaleozoischen Magmenentwicklung im Westbalkan. Reports of the VIIth Congress of the Carpatho-Balkanic Geological Association, 99—104, Sofia, 1965.
53. Dimitrow, C.: Magmatismus und Erzbildung im Erzgebiet von Panagjuriste. Freiberger Forschungshefte. Freiberg, **C. 79,** 67—81, 1960.
54. Dimitrow, C.: Die Erzzone von Ciprowci im Westbalkan. Berichte der Geologischen Gesellschaft, DDR, Berlin, Heft **2,** 195—216, 1964.
55. Petraschek, W. E.: Grobtektonik und Erzverteilung im mediterranen Kettensystem. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Wien, Abt. I, Bd. **164,** H 3, 1955.
56. Petraschek, W. E.: Vergleich der alpinen und der karpato-balkanischen Metallogenese. Reports of the VIIth Congress of the Carpatho-Balkanic Geological Association, Sofia, 337—338, 1965.
57. Stille, H.: Magmato-tektonische Verhältnisse Bulgariens im Lichte allgemeinerer Erfahrungen. Сбор. в чест на проф. д-р Ст. Бончев по случай 70-годишнинатаму, София, 1—25, 1940.

ON THE EVOLUTION OF MAGMATISM IN BULGARIA

By

St. Boyadjiew

Abstract

The geohistoric development of magmatism from the pre-Cambrian up to the Pliocene is discussed. The manifestations of magmatism including the intensity of ore mineralization and the type of ore deposits are shown in Tables 1, 2, and 3. On the example of Y. A. Kuznetsov's classification [45], an attempt is made to perform an analysis of the formation of each particular representative of igneous rocks.

However scant, information on the pre-Cambrian system suggests that ascension of ultrabasic, basic to acid types of magma took place repeatedly in that period. Being integral parts of the crystalline complex, this types are included in a specific series of formations and assigned, as a whole, to the category termed "formations of shilds and of the early stages of development of ancient platforms".

During the Cambrian developed the diabasic-phyllitoidal formation of epizonal-regional metamorphism. Essentially, it is a group of igneous products including respectively spilits and diabases, quartz and keratophyres, gabbroes and diabases, gabbroes and pyroxenites, and granites. It belongs to the category called "formations of the actual geosynclinal stages of the development of mobile zones".

The series of hyperbasitic formations includes the Caledonian serpentinized ultrabasic rocks that rose somewhat later along fractures. The Strum diorite formation and the Rakhov granitoid formation also seem to date from the Caledonian.

The category termed "orogenic, mainly geoanticlinal formations of mobile zones" is represented by the calc-alkaline intrusive formation of Stara Planina and by the co-magmatic dyke series. After the orogeny of the Sudetic phase the intrusion of the potash-alkaline formation and of the associated aschist series took place.

The granitoids of South Bulgaria are referred to the category "formation of granitoid batholiths of variegated composition". With some reserves, the relatively younger Pirin and Vyrshil granitoids inclusive of the series of leucocratic veined granites are also included in this formation.

The polycyclic final (as referred to the Hercynian tectono-magmatic phase) volcanism of Stephanian-Permian is ranked as the basalt-andesite-liparite group of formations.

The early Alpine magmatism is, again, characterized by the development of formations of geosynclinal type. The Middle Triassic volcanism is represented by the spilite-keratophyre group of formations. Among the formations connected with Tithonian volcanism we can distinguish a spilite-diabase formation and a quartz-keratophyre one as well as a subvolcanic complex petrochimically resembling them.

The beginning of the middle Alpine phase is connected with geosynclinal volcanic manifestations which bear, however, sialic characters and are considered as Srednogorye andesite-latite formation.

During the subsequent igneous activization (Palaeogene?) a number of impulses provoked ascension—exclusively along fractures — of the Srednogorye intrusive formation, where the representatives of the Pacific and Mediterranean complexes can be observed. The Srednogorye dyke formation is also ascribed to igneous activization, irrespective of its chronologically well-divided nature.

The late Alpine (Upper Eocene to Oligocene) volcanism showing the specific features of the geosynclinal type is represented by a composite latite-andesite-rhyolite formation. Latite-andesite-rhyolite and plateau-rhyolite subformations can be readily distinguished within the latter.

The next, Late Oligocene, manifestation of minor intrusions showing the specific features of the gabbro-monzonite-granite formation is also assigned to the aforementioned group.

The final subalkalic volcanism of Pliocene age is referred to the trachyte-andesite formation.

The peculiar, fractured Pliocene basalts are assigned to the category termed "formations of stable areas" including the continental type of the olivine-basalt formation.

At the end of the paper the conception suggesting a subcrustal migration of magma in the Alpine period is discussed and rejected. In addition, it is suggested that in the respective phases of the middle and late Alpine epochs the particular structural zones were successively reactivated and that, consequently, their own regional magmas were extruded.

О РАЗВИТИИ МАГМАТИЗМА В БОЛГАРИИ

СТ. БОЯДЖИЕВ

Резюме

В статье рассматривается геоисторическое развитие магматизма от докембрия до плиоцена включительно. Магматические проявления, в частности, их рудоэффективность и характер рудопроявлений представлены в табл. №№ 1, 2 и 3. По примеру классификации Ю. А. Кузнецова [45] сделана попытка осуществить и формационный анализ отдельных магматических представителей.

Данные о докембрии, несмотря на свою скудность, дают основание полагать, что в течение этого периода имело место неоднократное внедрение магмы ультраосновного, основного до кислого характера. Будучи составной частью кристаллического комплекса они объединяются в специфический формационный ряд и, в целом, относятся к категории «формации щитов и ранних стадий развития древних платформ».

В течение кембрийского времени образовалась эпизонально-регионально метаморфизованная диабазо-филлитоидная формация. По сути дела, она представляет собой группу магматических формаций, выраженных соответственно спилито-диабазовой, кварцево-кератофировой, габбро-диабазовой, габбро-пироксенитовой и гранитовой формациями. Она принадлежит к категории «формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон».

К ряду гипербазитовых формаций относят несколько позднее внедренные посредством разломов каледонские серпентинизированные ультраосновные породы. По-видимому, с каледонским временем связано также образование струмской диоритовой формации и формации раковских гранитоидов.

Категория «орогенные, главным образом, геоантиклинальные формации подвижных зон» представлена старопланинской кальциево-щелочной интрузивной формацией, а также комагматической дайковой серией. После орогена судетской фазы была внедрена калиево-щелочная интрузивная формация, а также сопровождающая ее ашистная серия.

Южноболгарские гранитоиды относят к типу «формация гранитоидных батолитов пестрого состава». Условно к этой формации причисляют относительно более молодые пиринские и вершильские гранитоиды, в том числе и толщу жильных лейкократовых гранитов.

Стефано-пермский полициклический заключительный (относительно герцинского тектоно-магматического этапа) вулканизм относят к базальто-андезито-липаритовой группе формаций.

Раннеальпийский магматизм снова характеризуется развитием формаций геосинклинального типа. Среднетриасовый вулканизм представлен спилито-кератофировой группой формаций; в приуроченности к титонскому вулканизму различают спилито-диабазовую и кварцево-кератофировую формации, а также и аналогичный им в петрохимическом отношении субвулканический комплекс.

Начало среднеальпийского этапа связано с проявлением геосинклинального вулканизма, который, однако, в основном носил сиалический характер и принимается как Среднегорская андезито-латитовая формация.

Во время следующей магматической активизации (в палеоцене?) в результате нескольких импульсов и исключительно через разломы была внедрена интрузивная формация, в которой отмечаются представители тихоокеанского и средиземноморского комплексов. К магматической активизации относят и Среднегорскую дайковую формацию, несмотря на ее хорошую хронологическую расчлененность.

Позднеальпийский (верхний эоцец-олигоцен) вулканизм с особенностями геосинклинального типа представлен сложной латито-андезито-риолитовой формацией. В последней успешно различают латито-андезито-риолитовую и платориолитовую субформации.

К этой же группе причисляют и следующее позднеолигоценовое проявление небольших интрузий, обладающее признаками габбро-монцонито-гранитовой формации.

Заключительный субщелочной плиоценовый вулканизм относят к трахиандезитовой формации.

Своеобразные трещиноватые плиоценовые базальты относятся к категории «формации устойчивых областей», в частности, к континентальному типу оливино-базальтовой формации.

В конце статьи обсуждается и отвергается мнение о подкоровой миграции магмы в альпийское время. Излагается также мнение о последовательной активизации разломов отдельных структурных зон и, в соответствии с этим, о выталкивании собственных региональных магм в соответствующие этапы средне- и позднеальпийского времени.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3). pp, 115—138 (1967)

LES ROCHES MAGMATIQUES CRÉTACÉES-TERTIAIRES DES CARPATO-BALKANIDES YOUGOSLAVES*

Par

S. KARAMATA
V. KNEŽEVIĆ
FACULTÉ DES MINES ET DE GÉOLOGIE, BEOGRAD

I. ANTONIJEVIĆ
M. DJORDJEVIĆ
I. MIČIĆ
INSTITUT DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET GÉOPHYSIQUES, BEOGRAD

S. DIVLJAN
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE MINE RECHERCHE ETC., BEOGRAD

M. DROVENIK
FACULTÉ DES SCIENCES, LJUBLJANA

Dans la Serbie orientale, c'est-à-dire dans la partie yougoslave des Carpato-Balkanides, les roches éruptives crétacées et tertiaires affleurent en trois domaines:

— Dans les sédiments albiens-cénomaniens de l'anticlinorium de Miroč sous forme de petits coulées et jalonnements, à la plupart trachybasaltiques. Ces roches, étant peu développées et n'appartenant pas aux néovolcanites *sensu stricto*, ne seront plus traitées en détails;

— Dans le fossé-synclinorium de Timok où forment une vaste région éruptive de Timok, et quelques affleurements éruptifs plus petits dans la Serbie sud-orientale. Cette zone peut être suivie dans la région de Srednjegorje (Bulgarie). Ces roches sont d'âge crétacé supérieur. La région éruptive de Timok est bien étudiée, tandis que les affleurements plus petits de la Serbie sud-orientale sont mal connus. Dans la région éruptive de Timok sont observées les phases de l'activité magmatique suivantes: 1. dans la première phase étaient épanchées de larges masses de roches de l'association timazitique, c'est-à-dire les andésites de hornblende-biotite et les andésites de hornblende (rarement les dacites) et leurs pyroclastites (principalement les brèches éruptives). Ces roches ont été formées au cours du Turonien et du Sénonien inférieur; 2. dans la deuxième phase ont été épanchées de très larges masses d'andésite-basalte, d'andésites plus basiques et de leurs pyroclastites (principalement les brèches éruptives); 3. dans la troisième phase affleurent de petites masses de latite et de trachyandésite. Les deux dernières phases sont d'âge sénonien (avant le Campanien-Maestrichtien); 4. durant l'orogenèse laramienne s'ont été introduits des magmas de monzonite, de quartz-diorite et de syénite-diorite dont les formations ne sont érodées que dans les parties les plus hautes.

— Le long de la zone de Ridan-Krepoljin (faille profonde de Ridan-Krepoljin). Au cours du Tertiaire ont été formées les andésites et dacites volcaniques et subvolcaniques. Vers la fin de l'activité volcanique étaient localement épanchées les andésite-basaltes jusqu'aux roches trachybasaltiques riches en sodium.

Les roches magmatiques de la région éruptive de Timok

M. DROVENIK, M. DJORDJEVIĆ, I. ANTONIJEVIĆ, I. MIČIĆ

La région éruptive de Timok, connue dans la littérature antérieure comme le massif andésitique de Timok, est située dans la partie centrale de la Serbie orientale, entre la mine de Majdanpek au Nord et le petit village Bučje au Sud. Elle est orientée sensiblement du N au S ayant une longueur d'environ 80 km

* Session de la Commission de magmatisme et métamorphisme de l'Association géologique Carpatho-Balkanique.

et une largeur de 20 km au maximum. Comme l'une des plus importantes provinces cuprifères, elle est depuis longtemps l'objet des études détaillées.*

Dans les parties bordières de la région éruptive de Timok se présentent les dépôts mésozoïques. Légèrement plissés, ils reposent transgressivement sur le Paléozoïque inférieur fort plissé. Les dépôts mésozoïques débutent par les conglomérats et grès du Lias et respectivement par ceux du Dogger. On y observe le développement graduel d'un complexe calcaire jurassique et crétacé, dont les termes les plus élevés sont les calcaires à Orbitolines du Barrémien supérieur. Une nouvelle transgression a provoqué le dépôt des sédiments albiens et cénomaniens, suivis d'une série sédimentaire et volcanogénique turonienne et sénonienne, se terminant par des sédiments récifaux campaniens et maëstrichtiens. Ces sédiments, avec les formations volcano-sédimentaires du Crétacé supérieur, forment à l'Est et à l'Ouest une unité autochtone. L'orogenèse laramienne a affecté la région en question: les dislocations longitudinales sont souvent jalonnées par des plutonites laramiens et des roches altérées.

Les sédiments et les volcanites du Crétacé supérieur, les plutonites laramiens et les roches altérées par l'action hydrothermale, sont les principaux termes lithologiques de la région éruptive de Timok (Fig. 1).

Les volcanites crétacées supérieures

La majeure partie du Crétacé supérieur de la région éruptive de Timok est constituée de formations volcano-sédimentaires andésitiques et plus rarement dacitiques. Elles ont été formées en trois phases volcaniques se différenciant franchement par leurs propriétés caractéristiques.

La première phase volcanique implique l'association timazitique des roches. Dans la deuxième, les andésites-basaltes font leur apparition, et enfin dans la dernière phase se présentent les latites et les trachyandésites. Le volcanisme du type submarin est prédominant. Entre la première et la deuxième phases — quand l'activité volcanique a provisoirement cessé — les sédiments clastiques ont été déposés. Les roches effusives ont le plus souvent la forme de filons subverticaux et rarement celle de necks et de coulées. Il faut noter la domination du type linéaire des éruptions, qui se sont déroulées principalement dans des fractures très inclinées, orientées sensiblement vers le NNW—SSE, parfois le NNE—SSW, et l'E—W. En général, le volcanisme est plus accentué dans la partie nord de la région, où les roches volcano-clastiques atteignent une épaisseur de 3000 m environ. Ces roches sont beaucoup plus fréquentes que les laves. D'après les données les plus récentes, plus de 90 p. 100 du matériel volcanogénique est

* De ces recherches, qui se déroulaient pendant la dernière quinzaine d'années, s'occupent surtout les géologues du Bassin de Bor et de l'Institut de recherches géologiques et géophysiques de Belgrade. De nombreuses données bibliographiques sont présentées en plusieurs rapports et publications. La bibliographie la plus importante se trouve à la fin du texte.

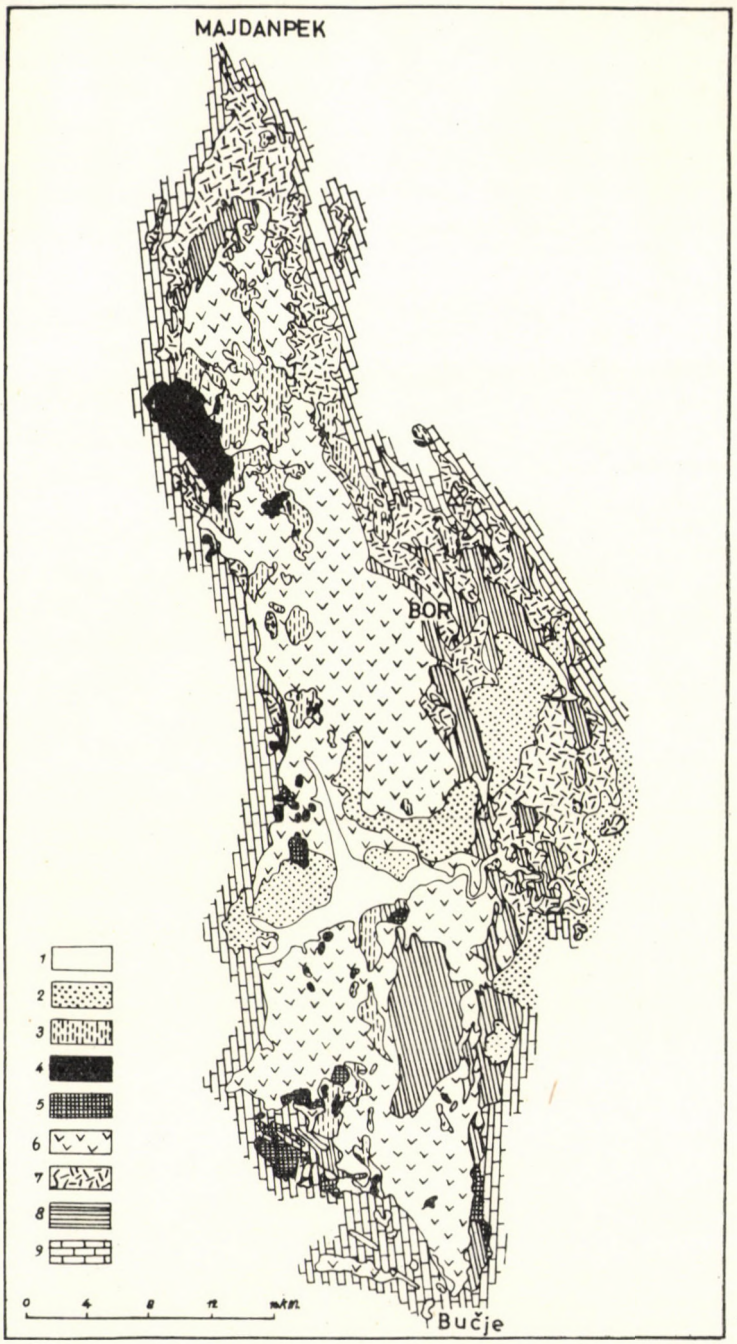


Fig. 1. Carte géologique de la région éruptive de Timok. 1. Alluvion; 2. Tertiaire; 3. Roches altérées; 4. Plutonites laramiens; 5. Volcanites crétacées supérieures (IIIème phase); 6. Volcanites crétacées supérieures (IIème phase); 7. Volcanites crétacées supérieures (Ière phase); 8. Sédiments crétacés supérieurs; 9. Mésozoïque de la zone bordière (Jurassique et Crétacé)

représenté par des roches volcano-clastiques.* On y trouve des agglomérats tuffeux, des brèches, des tufs et tuffites, rarement des brèches d'épanchement.

Les données toutes récentes montrent que le début des éruptions volcaniques a été dans le Turonien. La première phase s'était produite donc pendant le Turonien et au début du Sénonien.**

Les éruptions de la deuxième et de la troisième phase ont cessé avant le dépôt des sédiments à Polypiers et à Rudistes campaniens et maëstrichtiens (le récif de Vrbovac).

La présence de tels sédiments, dans les parties supérieures du complexe volcanogénique indique l'affaiblissement ou très vraisemblablement l'interruption complète des éruptions volcaniques.*** Des données biostratigraphiques précises n'existent pas. Les sédiments oligocènes de Bogovina et le Miocène du bassin tertiaire de Zaječar reposent transgressivement sur les formations volcano-sédimentaires du Crétacé supérieur.

La première phase volcanique
(L'association timazitique)

Les formations de la première phase volcanique sont liées aux parties les plus profondes du complexe volcanogénique, et reposent sur les sédiments conglomératiques-sablonneux du Crétacé supérieur. Elles affleurent au long des bordures orientale et occidentale de la région éruptive de Timok (Fig. 1).****

* D'aprés des travaux géologiques publiés, entre 1956 et 1957 (I. ANTONIJEVIĆ et d'autres) le rapport quantitatif 6 : 1 entre les roches volcano-clastiques et volcaniques est bien indiqué.

** Selon I. ANTONIJEVIĆ et d'autres (1965) les produits de la première phase volcanique sont interstratifiés dans la vallée de Grliska reka près de Laskovac et de Lenovac dans les grès à *Inocerames turoniens.* (*Inoceramus cordiformis* SOW., *Inoceramus labiatus* SCHLOT.: détermination due V. PETKOVIĆ; *Inoceramus lamarcki* PARK.: détermination par O. MARKOVIĆ). Vers le haut, des marnes, appartenant d'après la faune au Sénonien inférieur, alternent avec les mêmes volcanites.

*** Les mêmes formations (à faune) reposent sur les formations de la deuxième phase volcanique entre le village de Brestovac et Zlot (MILOŠAKOVIĆ et d'autres, 1964).

**** On avait auparavant pensé, que les formations de la première phase volcanique sont exclusivement liées à la bordure orientale de la région éruptive de Timok, entre les villages de Vlaole au Nord et celui de Gornja Bela reka au Sud (I. ANTONIJEVIĆ et d'autres, 1956, 1957). Mais les études détaillées faites sur la feuille de Žagubica 52 et au voisinage de Zlot (feuille de Žagubica 54) ont montré que la phase volcanique en question s'était accomplie sur une surface plus grande. A partir des villages de Vlaole, Leskovo et Jasikovo, les formations de la première phase s'étendent au long de la bordure orientale vers Majdanpek, tandis qu'à la bordure occidentale, elles présentent une zone continue entre Valja Saka au Sud et l'aire de source de la rivière Crna reka au Nord (d'ici elles se prolongent jusqu'au district de Majdanpek). Plus au Sud, elles ont été rencontrées à l'Ouest du pluton de Valja Strž, à Beljevina, près de Rogožin potok et même dans le village de Zlot. La majeure partie des andésites à hornblende et pyroxène et des andésites, dites «plus jeunes», dans la vallée du Veliki Pek (au Sud de Majdanpek), appartiennent aussi à l'association timazitique. Elle comprend donc la masse séparée à l'Ouest de Leskovo, les andésites quartzitiques de Valja Saka, les andésites de Prerast, une partie «des andésites de Zlot» et d'autres volcanites, classées auparavant soit dans l'association andésito-basaltique soit dans les «andésites plus jeunes». Dans le domaine de Vlaole, de Leskovo, de Jasikovo, de Zlot, etc., des sédiments sablonneux et pélitiques reposent sur ces formations. Ils équivalent aux sédiments de Bor, qui sont formés, selon DROVENIK (1960), dans la période d'interruption de l'activité volcanique, entre la première et la deuxième phases. Par conséquent, dans la région éruptive de Timok, il existe une structure synclinale des formations volcaniques (DJORDJEVIĆ et d'autres, 1961, 1963).

Leurs brèches, agglomérats, tufs, tuffites et des coulées alternent avec des sédiments sablonneux et marneux. À la bordure orientale, ces formations plongent vers le SW et l'W—SW, tandis qu' à la bordure occidentale elles font régulièrement le même vers le NE et l'E—NE, sous les volcanites de la deuxième phase volcanique.

Sauf de timazite de BREITHAUPT (1861) — andésite à hornblende et biotite — grâce à laquelle ce groupe entier fut nommé d'association timazitique, on y trouve aussi des andésites à hornblende, à hornblende et

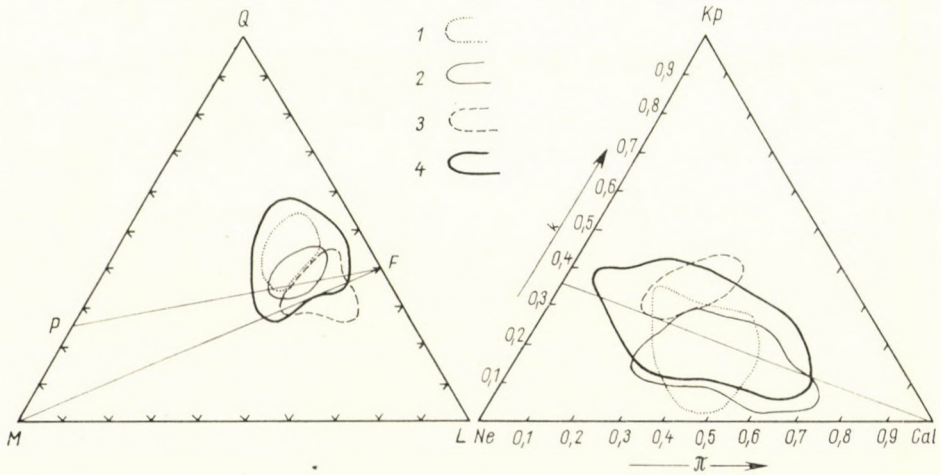


Fig. 2. Diagrammes QLM et $k\pi$ de roches éruptives de la région éruptive de Timok. 1. Roches de la première phase; 2. Roches de la deuxième phase; 3. Roches de la troisième phase; 4. Plutonites laramiens

biotite, à hornblende et pyroxène, à pyroxène et biotite, à pyroxène avec une texture mandolitique, ainsi que des dacites à hornblende et des dacites à hornblende et biotite. En tout cas, les différents types des volcanites et même les différentes variétés de certains des types en question, ont sans doute plusieurs caractéristiques singuliers, permettant de les distinguer nettement — en détail et en ensemble — des autres formations de la région éruptive de Timok.

Elles sont souvent caractérisées par de grands phénocristaux de hornblende et de biotite, donc par des minéraux dont la cristallisation est impossible sans présence de l'eau. Ces conditions ne convenaient pas à la cristallisation des pyroxènes, et c'est pour cela qu'ils sont proportionnellement plus petites dans les volcanites de la première phase (les pyroxènes correspondent normalement aux augites et aux pigeonites). La pâte, souvent entièrement cristallisée (microcristalline, cryptocristalline, microgranulaire, pilotaxitique) et les altérations épimagmatiques, assez bien accentuées, prouvent aussi des conditions favorables, c'est-à-dire le refroidissement lent et une teneur assez élevée en eau du

magma. Le plagioclase est le plus souvent de l'andésine de 38 à 50 p. 100 An, mais quelquefois, on y observe aussi le labrador jusqu'à 65 p. 100 An.

Selon les résultats de nombreux examens pétrochimiques (en tout plus de 30 analyses), ces roches appartiennent surtout aux groupes de magmas suivants (d'après NIGGLI): quartz-dioritique (péléen, tonalitique), plus rarement aux groupes dioritique et magma leucotonalitique.* La teneur en silice varie entre 54 et 64 p. 100. Sur le diagramme QLM (Fig. 2), ces roches se trouvent le plus souvent au dessus de la ligne de saturation en silice, et sur le diagramme $k\pi$ (Fig. 2) au dessous de la ligne séparant les magmas potassiques et sodiques.**

Les volcanites de la deuxième phase volcanique (L'association andésito-basaltique)

Les formations de la deuxième phase volcanique surmontent régulièrement les volcanites de la première phase. Elles forment le coeur du synclinal. Néanmoins, ce sont les formations les plus répandues de la région éruptive de Timok. Sur la feuille de Žagubica leur épaisseur augmente jusqu'à 1500 mètres environ. Les mouvements magmatiques, ayant causé des éruptions volcaniques de la deuxième phase, ne sont que la suite du magmatisme précédent. Ils ont apparus après une période d'interruption de l'activité volcanique, pendant laquelle les conglomérats avec les grès et les pélites de Bor, de Krivelj, de Vlaole, de Leskovo, etc., ont été déposés.

La deuxième phase volcanique est caractérisée par des éruptions des andésites — basaltes à pyroxène, à pyroxène et hornblende, qui sont très répandues, ainsi que par des éruptions des andésites à hornblende à une extension limitée. Les coulées des unes et des autres alternent, et elles sont accompagnées — de même que dans le cas de l'association timazitique — par de grandes masses de volcano-clastites. La quantité bien élevée des pyroclastites *(sensu stricto)* et les rares intercalations des sédiments clastiques prouvent que les éruptions ont été puissantes et explosives.

Les roches andésito-basaltiques ont une structure porphyrique normale et une pâte vitreuse parfois un peu cristallisée (cryptocristalline, hypocristalline et vitreuse). Les andésites à hornblende ont une pâte souvent microcristalline ou pilotaxitique et hyalopilitique. Les phénocristaux sont assez petits.

Les plagioclases des andésites - basaltes correspondent au labrador, au bytownite et très rarement à l'anortite. D'ailleurs, les plagioclases des andésites

* L'aperçu des analyses chimiques choisies de la région éruptive de Timok est présenté dans les tableaux I, II, III et IV.

** Les données chimiques concernant les andésites à pyroxène et biotite ne sont pas interprétées ici. Chimiquement, elles se distinguent à l'égard de la timazite par la silice réduite (SiO_2 décroit parfois jusqu'à 47 p.100) et en ce qui concerne l'andésite — basalte par CaO et MgO aussi réduits. Elles ont souvent de très grandes valeurs en *k*, *ti* et *p*. Enfin, on y rencontre très rarement le léucite. Le problème des andésites à pyroxène et biotite sera discuté dans une étude ultérieure.

à hornblende sont de l'andésine basique et plus souvent du labrador acide (rarement jusqu'à 65 p. 100 An). Parmi des pyroxènes apparaissent des augites et des augites-pigeonites. L'hypersthène n'est qu'un composant accessoire.

La composition chimique des volcanites de la deuxième phase est *grosso modo* bien différente par rapport à celle des volcanites de la première phase. Ce sont les magmas des groupes leucogabbroide (leucomiharaïtique, bélugitique et ossipitique) qui prédominent. Mais, il y a aussi des magmas quartz—dioritique normal, dioritique normal, péléen, tonalitique et même optalique, somma-monzonitique et leucomonzonitique. C'est justement par la composition chimique que les roches des andésites-basaltiques se distinguent par rapport aux andésites à hornblende. Dans les andésites à hornblende les valeurs *si*, *alk*, et *k* sont notablement augmentées (valeur *k* même jusqu'à 0.45), tandis que la valeur *c* montre une tendance à diminuer. Sur le diagramme QLM (Fig. 2), les roches de la deuxième phase sont projetées en partie dans le champ des roches timazitiques, mais plus proches à la ligne PF (surtout les andésites à hornblende), et elles se trouvent en partie sur cette ligne — même et au-dessous de celle-ci. Sur le diagramme $k\pi$ (Fig. 2), elles sont disposées surtout au-dessous de la ligne de limite de l'ordre potassique et sodique. La teneur en silice des roches en question varie de 47 à 60 p. 100. Il faut noter que le total du K_2O et du Na_2O est souvent inférieur à la teneur du CaO.

La troisième phase volcanique

Les roches de la troisième phase volcanique affleurent en filons dans les formations volcano-sédimentaires de la deuxième phase, sur le territoire entre Zlot, la mine de Rtanj et le village Bučje (parties occidentales de la région éruptive de Timok). Jusqu'à présent des volcano-clastites n'ont pas été observés. D'après Drovenik et d'autres (1961), cette phase représente la fin de l'activité volcanique, dans la région de Timok. Au sujet de ces roches, des données plus récentes n'existent pas. Il faut néanmoins noter, que des formations identiques à pyroclastites associées sont percées par des plutonites laramiens dans le Srednjegorje (en Bulgarie).

Dans cette phase, les latites de Valakonje, d'Ilino et de Lasovo, ainsi que les trachyandésites — de Ježevica, de Gradište et de Podgorac — font leur apparition. Ces roches ont une structure trachytique avec grands phénocristaux de sanidine, d'andésine, de pyroxène et de hornblende. Les caïanites de Bogovina appartiennent très probablement au groupe en question, en dépit des différences minéralogiques et chimiques (magma caïanitique).

La position du trachyte albitique n'est pas encore définitivement éclaircie. Il recoupe les volcanites de la deuxième phase au voisinage du Brestovac, mais par contre, une différence pétrochimique (la teneur en Na_2O—9,68) est bien nette en comparaison avec des volcanites de la troisième phase.

Sur la base des valeurs de NIGGLI, les roches de la troisième phase correspondent aux magmas suivants: monzonitique, somma-monzonitique, leucomonzonitique et larvikitique. La teneur en silice varie de 50 à 60% (tableau III). Les analyses présentent une teneur élevée en alcalies. La teneur en k est aussi élevée. Les roches en question appartiennent donc aux magmas de l'ordre potassique. D'après le diagramme QLM (Fig. 2) et $k\pi$ (Fig. 2), elles se distinguent considérablement des autres volcanites de la région éruptive de Timok.

Les plutonites laramiens

Les études des géologues bulgares et yougoslaves ont mis en évidence que les roches des plutonites laramiens suivent surtout les parties externes, occidentales et méridionales, de la région de Srednjegorje et de Timok.

En Yougoslavie, elles ne sont retrouvables que dans la région de Timok. Là, ces plutonites laramiens apparaissent généralement dans les bordures, jalonnant les dislocations longitudinales — subverticales, ainsi que les dislocations à vergence orientale. Ils sont plus fréquents dans la partie du Nord, que dans celle du Sud. Ces roches sont répandues surtout entre Zlot et Potoj Čuka (jalonnant la dislocation de Zlot), où on trouve le plus grand affleurement, le pluton de Valja Strž. Au Nord, vers Majdanpek, et au Sud, dans le voisinage de Boljevac et de Dobro Polje, on ne connaît que de pointements assez petits. Dans la partie orientale de la région, elles font leurs apparences aux environs de Bor, de Krivelj et de Vlaole.

Les parties les plus profondes du pluton de Valja Strž, du celui dans le voisinage de Dobro Polje et à Cepe, correspondent aux monzonites, siénites, siénodiorites et aux quartz-monzonites, avec une structure hypidiomorphique aux grains moyens (diamètres de 2 à 5 mm). D'ailleurs, on y observe aussi de variétés porphyroïdes correspondantes, également aux grains moyens. Aux bordures des plutons mentionnés, ainsi que dans les autres affleurements, par nature plus petits, prédominent les diorites, diorites quartziques parfois les gabbros quartzitiques à structure porphyrique, aux grains fins, jusqu'à une granulation irrégulière.

Des roches filoniennes à compositions minéralogiques et chimiques analogues à celles des plutonites, affleurent en plusieurs endroits, surtout dans le voisinage du pluton de Valja Strž.

Le plagioclase des plutonites est généralement de l'andésine zonée (à 37—50 p. 100 An), rarement du labrador (à 60 p. 100 An environ). Le feldspath potassique généralement perthitisé à 2V de 46° à 60°, plus rarement de 68° à 74°.* La myrmékite se présente au long du contact avec le plagioclase. Outre le quartz, en quantité variable, on y observe aussi l'augite, l'amphibole

* Selon MAJER (1953) et DROVENIK (1959) le feldspath potassique correspond à l'anorthoclase, tandis que KARAMATA (1959) le considère comme orthose.

et la biotite. Sporadiquement apparaît, enfin, le pyroxène rhombique. Dans les plutonites, les altérations suivantes sont très avancées: biotitisation, sériciti-sation, silicification, greisénisation, albitisation, épidotisation, ouralitisation, etc.

Les plutonites laramiens renferment des roches solidifiées dans des niveaux relativement élevés. Leurs principales caractéristiques: la composition très complexe, les épais faciès bordiers, les structures porphyriques, les modifications métastabiles du feldspath potassique, le plagioclase zoné et les intensives altérations automorphes.

En ce qui concerne la composition chimique, les roches en question appartiennent à la plupart aux magmas tonalitique, péléen, quartzdioritique normal et dioritique normal; mais il faut aussi mentionner les magmas monzo-dioritique, somma-ossipitique, somma-dioritique, lampro-dioritique-béringitique, larvikit-kassaïtique et leucopéléen-essexitique-monzonitique. La teneur en silice varie de 49 à 62 p. 100. Sur le diagramme QLM (Fig. 2) les roches dioritiques, quartzdioritiques et granodioritiques se trouvent audessus de la ligne de saturation PF, tandis que les monzonites en dessus et en dessous. La valeur π du premier groupe est supérieure à 0,3 tandis que celle du dernier en est inférieure. Les plutonites laramiens appartiennent donc au groupe calco-alcaline avec des transitions vers le groupe alcaline - potassique (diagramme $k\pi$, Fig. 2).

Sous l'influence des plutonites laramiens, les formations volcanogéniques et sédimentaires ont été transformées en cornéens, scarns, scarnoïdes. Les hydrothermes postmagmatiques ont provoqué des altérations suivantes: ouralitisation, épidotisation, biotitisation, sériciti-sation, silicification et d'autres.

Du point de vue génétique, les plus grands gisements de cuivre en Yougoslavie, notamment ceux de Bor et de Majdanpek, ainsi que les minéralisations plombo-zincifères et aurifères se lient au magmatisme laramien. On y observe, *grosso modo*, deux types de gisements: les gisements «disseminated porphyries» et les gisements à accumulations de la pyrite.

C'est la partie principale du gisement de Majdanpek qui appartient au type d'imprégnation, analogue aux «disseminated porphyry copper ores» des gisements de cuivre de l'Amérique du Nord. La phase initiale est caractérisée par le développement de la biotitisation, puis de la silicification et de la pyritisation avec la cristallisation de la magnétite et de la pyrrhotine. Les calcaires voisins ont été partiellement transformés en scarns. La phase suivante est celle de la cristallisation de la pyrite et de la chalcopyrite. Elles représentent une minéralisation économique. Il faut ajouter que la molybdénite est un component sporadique, mais elle accompagne le minerai d'une manière permanente.

C'est le gisement de Bor qui est caractérisé par les accumulations de la pyrite. La silicification et la pyritisation sont les altérations hydrothermales les plus caractéristiques. Une phase hydrothermale à énargite, chalcopyrite, bornite, covelline, etc. se présente plus tard.

La tectonique

Comme nous l'avons déjà expliqué, la région éruptive de Timok se trouve dans la partie centrale de la Serbie NE. C'est un fossé d'effondrement synclinal, rempli principalement de dépôts volcano-sédimentaires submarins. Ils reposent sur les terrains autochtones, entre l'autochtone de Homolje — Kučaj (de Beljanica) à l'Ouest et celui de Veliki Krš, de Stol et de Tupižnica à l'Est. Par conséquence, un ne pourrait la considérer comme un «massif andésitique» injecté ou comme un «massif volcanique».

Son évolution tectonique, qui avait pris son commencement avant le Crétacé supérieur, s'est déroulée au cours de cette époque et aussi bien après elle. Les principales déformations auxquelles est liée la mobilité magmatique, s'étaient effectuées dans le Turonien et le Sénonien et dans la période de passage crétacé — tertiaire, appartenant à deux phases tectoniques, à la subhercynienne et à la laramienne, accompagnées de deux périodes de la mobilité magmatique.

La série entière des sédiments du Crétacé supérieur et des volcanites de la région de Timok représente plusieurs formes structurales plissées. Mais essentiellement c'est un synclinal à flancs assymétriquement inclinés (plus incliné à l'Est et moins à l'Ouest). Dans la partie centrale, l'axe du synclinal est subhorizontal et dirigé, à peu près, du N au S.

Les fracturations au long des dislocations bordières (de Zlot et de Tupižnica) jouaient un rôle important dans l'évolution tectonique de la région éruptive de Timok.

Les principales dislocations — ou bien les systèmes (*sensu lato*) de dislocations de Zlot et celui de Bor-Tupižnica — se caractérisent par une vergence orientale. Une structure écailleuse est connue dans les vastes régions de Bor, de Maidanpek et de Zlot. Du point de vue magmatique, les dislocations étaient très actives, aussi bien dans la phase subhercynienne, que dans celle de laramienne. Comme un exemple typique, à l'Ouest de Leskovo, dans la même faille subverticale, les andésites-basaltes à pyroxène avaient apparu d'abord et ensuite les plutonites laramiens s'étaient injectés.

La troisième dislocation importante dépasse 60 km en longueur. Elle est parallèle à la bordure occidentale, quasi rectiligne à partir de l'aire de source du Veliki Pek (le village de Jasikovo) jusqu'à Dobro Polje. Cette dislocation est jalonnée par de nombreux affleurements de plutonites laramiens et par des plus importantes zones de roches altérées de la région de Timok (Lipa, Crvena Reka, Zlaće, Tilva Nijagra, Zlot, Markov kamen, etc.)

Les déformations post-laramiennes de la région éruptive de Timok sont peu étudiées et ainsi mal connues. Elles sont caractérisées par un renouvellement des mouvements au long des fractures laramiennes et par des mouvements, suivant les failles transversales (la dislocation du Crni Timok). En même temps, quelques petits blocs ont été détachés. Les sources thermales de Brestovačka

banja, de Gamzigradska banja et de Sarbanovačka banja sont très probablement en relation avec ces mouvements. Dans les autres parties de la Serbie orientale (par exemple, dans la zone de Gornjak), le charriage des sédiments anciens sur ceux de l'Oligocène de la phase savique caractérise la tectonique.

Aperçu tabulaire du magmatisme crétacé-tertiaire de la région éruptive de Timok

Paléogène	Plutonites laramiens: diorites porphyriques, quartzdiorites et quartzgabbros à grains fins et microgranuleux; monzonites, siénites, siénodiorites, granodiorites à grains moyens; roches filoniennes: quartzdiorites-porphyrites, diorites-porphyrites granodiorites-porphyrites monzonites-porphyrites, etc. Chimisme (selon Niggli): quartz-dioritique normal, tonalitique, péléen, dioritique normal, somma-ossipitique, lampro-dioritique-béringitique, larvikit-kassaïtique.		Intrusions peu profondes
	Tectonique laramienne.		
	Sédimentation		
Crétacé supérieur — Sénonien	Dépôts récifaux campaniens et maëstrichtiens		Fin de l'activité volcanique
	Troisième phase volcanique: filons de latite, de trachyandésite et de caïanite. Chimisme (selon Niggli): monzonit-siénitique, somma-monzonitique, leucomonzonitique, larvikitique et caïanitique.		L'activité volcanique affaiblie
	Deuxième phase volcanique: andésites-basaltes à pyroxène, à pyroxène et hornblende, andésites à hornblende. Chimisme (selon Niggli): leucomiharaïtique, bélugitique, ossipitique, quartz-dioritique normal, dioritique normal, péléen, tonalitique, optalitique, somma-monzonitique, leucomonzonitique	Volcanisme principalement submarin	Paroxysme du volcanisme
	Sédimentation: conglomérats avec grès et pélites de Bor, de Krivelj, de Vlaole, de Leskovo, de Jasikovo et de Zlot.		Période d'interruption de l'activité volcanique.
Cénoma-nien — Turonien — Sénonien	Première phase volcanique: Timazite, andésites à hornblende, à hornblende et biotite, à pyroxène, à biotite, à hornblende, à hornblende et biotite. Chimisme (selon Niggli): péléen, quartz-dioritique normal, tonalitique, dioritique normal, leucotonalitique.	Volcanisme principalement submarin	Le début de l'activité volcanique
	Sédimentation		

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 11, 1967

Tableau I

Analyses chimiques des roches magmatiques de la région éruptive de Timok Ière phase volcanique

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	S_2	O/S	
1	58,77	0,45	18,32	3,11	2,30	0,07	3,39	5,85	2,92	2,01	0,13	2,03	0,45	0,15	0,002	—	99,95
2	59,58	0,48	17,74	2,83	2,40	0,08	2,94	6,42	3,35	1,33	0,13	1,32	0,62	0,99	0,01	—	100,22
3	62,00	0,44	17,28	3,92	1,70	0,05	2,40	6,10	3,20	1,16	0,18	0,97	0,51	0,11	0,004	—	100,03
4	55,50	0,23	19,56	3,38	2,75	0,07	4,94	7,91	3,23	0,78	0,13	1,57	0,26	0,05	0,009	—	100,37
5	61,16	0,59	18,59	0,64	2,02	0,10	2,95	5,93	3,61	2,40	0,12	1,16	0,28	0,71	0,34	0,09	100,69

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	L	M	
1	193	35,1	30,9	20,5	13,5	0,34	0,60	0,47	0,10	47,0	32,4	20,6	péléenne
2	200	34,7	28,7	23,0	13,6	0,21	0,54	0,41	0,12	44,8	39,6	15,6	péléenne
3	216	35,4	28,2	22,8	13,6	0,19	0,47	0,41	0,13	43,7	37,0	15,7	quartz-dioritique normale
4	155	32,1	34,0	23,8	10,1	0,10	0,65	0,49	0,14	39,3	37,6	23,1	dioritique normale
5	213	38	22	22	18,0	0,28	0,54	0,98	0,11	37,9	43,5	18,6	quartz-dioritique normale

1. Andésite à hornblende, Krivelj
2. Andésite à hornblende, Krivelj
3. Andésite à hornblende et biotite, Krivelj
4. Andésite à hornblende et biotite (de l'agglomérat), Bor
5. Dacite à hornblende et biotite, Bor

Anal.: 1. S. Kandare
2. S. Kandare
2. S. Kandare
4. S. Kandare
5. L. Marić

Tableau II

Analyses chimiques des roches magmatiques de la région éruptive de Timok, IIème phase volcanique

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	S_2	O/S	
1	53,44	0,70	17,63	5,42	2,67	0,24	4,23	8,80	2,37	2,11	0,69	1,72	0,19				100,21
2	52,50	0,55	18,76	5,40	3,03	0,12	4,69	9,78	1,60	0,77	0,61	1,78	0,33				99,87
3	51,20	0,87	17,92	4,03	3,87	0,12	4,98	10,85	1,96	0,93	0,19	2,05	1,14	0,22	0,01		100,34
4	50,00	0,83	18,21	5,97	3,43	0,10	4,34	10,56	2,31	2,45	0,37	1,24	0,31	0,07	0,005		100,19
5	60,02	0,79	18,25	2,22	1,62	0,10	2,26	6,20	5,01	1,68	0,14	0,85	0,42	0,11	0,42	0,10	100,19

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	L	M	
1	147	28,5	35,3	25,9	10,0	0,36	0,49	0,48	0,12	36,8	40,4	22,8	leucomaharaïtique
2	141	29,0	36,7	28,0	5,6	0,24	0,51	0,69	0,06	40,0	37,9	22,1	leucomaharaïtique
3	133	27,4	36,0	30,2	6,4	0,24	0,54	0,62	0,20	36,4	37,8	25,8	bélugitique-ossipitique
4	125	26,8	34,9	28,7	9,6	0,39	0,55	0,48	0,25	32,7	41,1	26,2	bélugitique
5	208	37,2	19,4	22,8	20,6	0,20	0,60	0,28	0,22	41,2	46,5	12,3	quartz-dioritique normale

1. Andésite à pyroxènes et hornblende, Prerast (Majdanpek)
2. Andésite à pyroxènes et hornblende, Kokiš (Leskovo)
3. Andésite à pyroxènes et hornblende, Čoka Bere (Bor)
4. Andésite à pyroxènes et hornblende, Šeret (Bučje)
5. Andésite à pyroxènes et hornblende, Bor

Anal.: 1. S. Davidović
2. S. Davidović
3. S. Kandare
4. S. Kandare
5. L. Marić

Tableau III

Analyses chimiques des roches magmatiques de la région éruptive de Timok, IIIème phase volcanique

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O-	CO_2	S_2	
1	52,78	1,00	17,38	5,25	2,88	0,11	2,95	8,40	2,77	3,99	0,37	2,62	0,32			100,82
2	61,62	0,45	17,42	2,63	1,82	0,06	2,05	3,87	4,91	3,05	0,37	1,32	0,36			99,93
3	50,89	0,68	21,66	3,76	2,30	0,06	1,80	5,35	4,04	5,92	0,63	2,78	0,47			100,34
4	52,10	0,75	16,13	4,91	3,30	0,13	5,18	6,73	3,16	4,10	0,44	2,48	0,57			99,98
5	54,34	0,50	20,73	3,14	2,00	0,12	2,10	6,70	2,26	5,84	0,37	1,21	0,28			99,59
6	60,09	0,60	16,30	3,40	1,66	0,12	1,40	2,71	9,68	2,50	0,13	0,85	0,36			99,80

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	L	M	
1	150	29,3	31,0	25,7	13,8	0,49	0,40	0,33	0,25	34,2	44,2	21,6	somma-monzonitique
2	221	37,0	23,6	15,1	24,2	0,40	0,47	0,21	0,02	42,2	47,6	10,2	larvikitique
3	151	37,9	22,4	16,9	22,7	0,49	0,36	0,24	—	29,9	58,1	12,0	leucomonzonitique
4	141	25,8	38,8	19,6	15,6	0,47	0,54	0,25	0,16	30,6	43,7	25,7	monzodioritique
5	167	37,5	21,9	22,1	18,2	0,63	0,42	0,34	0,08	36,4	51,7	11,9	leucomonzonitique
6	203	32,5	20,7	9,7	37,1	0,15	0,34	—	0,31	31,5	52,1	16,4	tinguaitique

1. Andésite à hornblende, Ježevica, Boljevac
2. Andésite à hornblende, Gradište, (Rtanj)
1. Latite, Ilino (Boljevac)
4. Latite, Valakonje (Boljevac)
5. Latite, Dobrujevac (Boljevac)
6. Trachyte à albite, Brestovačka Banja

Anal.: 1. S. Davidović
2. S. Davidović
3. D. Dimitrijević
4. S. Davidović
5. S. Davidović
6. V. Knežević

Tableau IV

Analyses chimiques des roches magmatiques de la région éruptive de Timok. Plutonites laramiens

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	S_2	O/S	
1	62,35	0,43	18,69	3,03	3,05	0,09	0,51	3,45	3,08	1,33	0,13	1,40	0,4				99,94
2	57,26	0,57	19,98	1,02	1,79	0,10	3,24	7,67	3,47	0,98	0,17	0,72	0,18	1,91	0,97	0,24	99,79
3	52,24	0,70	18,91	5,69	3,06	0,09	3,26	8,42	1,47	2,95	0,46	0,92	0,35				99,88
4	56,95	0,55	17,80	4,78	2,90	0,08	3,11	8,20	1,56	0,84	0,35	2,51	0,26				99,89
5	57,79	0,70	14,06	6,53	3,55	0,11	3,36	6,06	3,89	3,07	0,31	0,30	0,29	0,14	0,05	0,03	100,04

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	L	M	
1	230	40,6	31,5	13,7	14,2	0,21	—	0,32	—	50,2	31,6	17,2	quartz-dioritique normale
2	183	37,5	21,5	26,3	14,6	0,13	0,69	0,47	0,04	43,6	45,1	11,3	dioritique
3	148	31,5	33,4	25,5	9,3	0,57	0,42	0,55	0,04	38,6	42,2	19,2	tonalitique
4	178	32,7	33,4	27,3	6,54	0,27	0,43	0,66	—	46,4	35,7	17,9	péléenne
5	170	24,5	39,2	19,2	17,1	0,34	0,38	0,18	0,22	36,0	39,6	24,4	lamprodioritique-béringitique

1. Quartzdiorite-porphyrite, Dumitrip.
2. Quartzdiorite, Čoka Čuruli (Krivelj)
3. Diorite, Krlinac p. (Zlot)
4. Quartzdiorite, Crvena reka (Crni Vrh)
5. Monzonite, Valja Strž (Crni Vrh)

Anal.: 1. J. Guzelj
2. L. Marić
3. S. Davidović
4. S. Davidović
5. V. Majer

Fragments de granit dans les brèches volcaniques de Brestovačka Banja et Bor

V. KNEŽEVIĆ

Les roches volcaniques de la zone entre Brestovačka Banja et Bor sont représentées par des brèches volcaniques constituées, pour la plupart, de fragments d'andésito-basalte et d'andésite, cimentés par une substance pyroclastique du grain très fin ou par une lave andésito-basaltique. Dans celle-là apparaissent, ça et là, des pièces irrégulières de granite rouge.

La présence de fragments de granit dans les brèches volcaniques est d'autant plus intéressant, que le pluton dont les fragments en question ont été arrachés n'a pu être découvert au voisinage.

Les fragments de granit varient en dimension à partir de blocs d'une grandeur de 1×2 m jusqu'à des particules minuscules d'un diamètre de 2 cm environ. La couleur est rouge à rose pâle.

La roche est constituée par de minerais tels que quartz, feldspath potassique, biotite, plagioclase (39,5 à 42,5%), beaucoup de verre à microlites de quartz et d'andalousite, zircon, apatite, oxyde de fer secondaire et kaolinite. Elle présente une granulométrie uniforme et une structure très étrange. Ce sont des systèmes de saignées rempliées d'une masse vitreuse partiellement recristallisée qui s'y observent. Les saignées se tracent exclusivement entre deux grains hétérogènes, notamment entre des grains de feldspath et de quartz, mais ne se présentent jamais entre deux grains de feldspath. Il y a de très petits cristaux d'andalousite dans le verre de ces saignées.

Les grains de quartz et de feldspath autour des saignées sont très fortement résorbés. Les contacts des grains de quartz et de feldspath ne sont pas toujours nets, et ne le sont même ceux des grains du même minéral. Le feldspath potassique est hétérogène (Fig. 3). Il correspond à la sanidine à parties pures, non altérées. Les parties plus ou moins altérées correspondent à la microcline ou à l'orthoclase. Ça et là, dans les particles d'orthoclase ou de microcline, on peut observer des cristaux minuscules d'un minéral qui, d'après ses caractères optiques, correspondrait à l'andalousite des saignées, de sorte qu'il paraît qu'on se trouve en présence de très petits grains d'un même silicate. La biotite qui est le seul minéral ferromagnésien dans la roche, n'apparaît jamais sous forme de grains compacts, mais est toujours représentée par de petits feuillets concentrés. Ces concentrations reflètent, par leur disposition, la forme originale du grain de la biotite. C'est une pseudomorphose d'après le chlorite (formée après la biotite primaire) qui est redevenue biotite.

En comparant les analyses optiques et chimiques de ces fragments granitiques avec les compositions minéralogique et chimique du granit de Tanda, on peut admettre que les fragments de granit étudiés, proviennent d'un granite semblable au granite de Tanda. Un granite semblable au granite de Tanda, s'avait

trouvé près du conduit principal de magma andesito-basaltique pendant des éruptions.

Les blocs et fragments granitiques arrachés par la lave furent échauffés à une haute température (1000° C environ), ce qui provoquait des changements complexes dans leur composition.

La microcline se transforme partiellement en sanidine, en passant à travers le stade d'orthoclase. A cause de la courte durée de l'effet de la chaleur,



Fig. 3. Fragments de granit dans les brèches volcaniques de Brestovačka banja. *a)* Cristal d'andalousite dans le chenal; *b)* K - Feldspath inhomogène entre les chenaux partiellement recristallisés, avec des grains de quartz résorbés y inclus

cette transformation ne s'accomplit que dans certaines parties des grains. C'est pourquoi on rencontre des grains hétérogènes, où toutes les trois formes du feldspath potassique sont représentées.

Au contact des grains de quartz et de feldspath une fusion partielle à eu lieu. Ce procès s'est manifesté en particulier le long des microfissures, le long desquelles s'avait été effectuée la circulation de liquides (H_2O). De cette masse fondue, les alcalis migrèrent dans les feldspaths avoisinants qui se trouvaient en train de transformation et qui avaient un lattis très instable. Du fait que les alcalis se sont échappés, la fonte s'est relativement enrichie en alumine.

A cause de l'enrichissement en alumine, de petits cristaux d'andalousite ont commencé de crystalliser et le reste de la fonte, dû au refroidissement brusque de la substance, s'est solidifié sous forme de verre.

Les roches éruptives de la zone de Ridan-Krepoljin

M. Divljan, S. Karamata

La zone faillée de Ridan-Krepoljin représente une très ancienne dislocation du caractère de la faille profonde. Au long de cette zone faillée s'ont été déroulés des mouvements intensifs des masses, en plusieurs phases. Les mouve-

ments les plus accentués ont eu lieu au Néogène (Miocène), quand les sédiments paléozoïques et mésozoïques du paraautochton ede Gornjak étaient inversement faillés ou charriés sur l'autochtone de Homolje-Kučaj. Cette zone faillée se prolonge au Nord, en Roumanie. Au Sud, elle est du caractère de nappe à un petit rejet horizontal.

À cette zone faillée (faille profonde) se sont liés les affleurements des roches magmatiques granodioritiques jusqu'à gabbrodioritiques hypabyssales, subvolcaniques et extrusives. En Roumanie, où ces roches sont plus développées, elles sont appelées d'un nom général de «banatites». Dans la Serbie orientale, les éruptives de cette zone ne sont représentées que sous des faciès volcanique et subvolcanique; les types hypabyssaux n'étaient identifiés que dans un sondage près de Krepoljin.

Il est intéressant à souligner, que le développement des roches de ce magmatisme — au niveau d'érosion actuel — diminue proportionnellement du Nord vers le Sud. Les plus grandes masses ont été reconnues en Roumanie. Dans le domaine yougoslave des Carpato-Balkanides, entre Ridan — sur le Danube — et Sige, se présentent des masses — étendant sur plusieurs kilomètres carrés — essentiellement du caractère dacito-andésitique, au Sud de Sige les mêmes roches ont été rencontrées, affleurant en petites masses entre la rivière Resava et Senjski rudnik, ainsi que les phénomènes isolés dans la montagne de Ruj planina.

Outre les roches dacito-andésitiques, dans cette zone se présentent des roches andésito-basaltiques (Golubačka planina, Reškovica et Ruj planina) jusqu'à alcalo-basaltiques sodiques (Golubačka planina et Ruj planina), appartenant sans doute à une phase plus récente.

La répartition de certaines roches de cette zone est représentée sur l'esquisse de la Fig. 4.

Plusieurs auteurs avaient étudié ces roches (Žujović, 1901; Petković, 1935; Gagarin, 1937; Simić, 1953; Janković, 1955, 1956; Maksimović, 1956; Protić et Sučić, 1955, 1961; Simić et Crnković, 1961), mais on trouve les données les plus détaillées dans les Notices explicatives pour les feuilles «Žagubica» et «Boljevac» de la Carte Géologique Fondamentale de la RSF de Yougoslavie.

Parmi les éruptives de la zone de Ridan-Krepoljin peuvent être distinguées des masses plus importantes à la plupart celles de dacites: masse de Ridan, de Kučajna, de Čerdačka, de Reškovica, de Krepoljin, d'Osanica, de Medvedjice, de Sige, de Selsko Brdo, de Komarski breg, de Resavica, de Ravna Reka et de Senjski rudnik, ainsi que plusieurs phénomènes moins importants dans leurs voisinages.

Toutes ces roches sont, plus ou moins, de la même association minéralogique. Les principaux constituants sont le quartz (se retirant parfois dans la matrice), l'andésine (de 35 à 50% An), la hornblende, la biotite (parfois avec une

marge d'opacite) et rarement l'augite, tandis que les accessoires sont représentés par le circon, l'apatite, les oxydes de fer et parfois par l'orthite.

La pâte primaire est de la cristallinité différente; outre des faciès à pâte holocristalline à grains relativement grands, les variétés à pâte cryptocristalline jusqu'à hypocristalline (en partie dévitrifiée) sont aussi fréquentes.

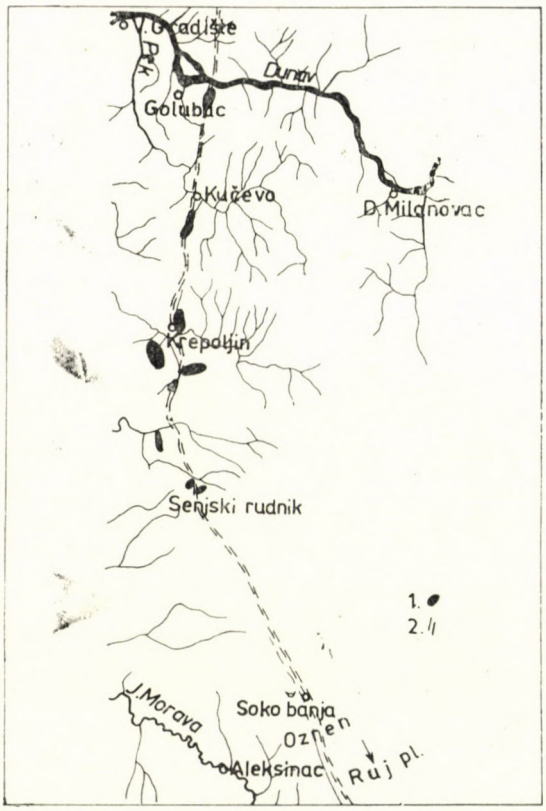


Fig. 4. Développement des roches éruptives de la zone de Ridan-Krepoljin. 1. Roches éruptives; 2. Zone de dislocation de Ridan-Krepoljin

Les caractéristiques chimiques de quelques types dacitiques sont présentées dans le tableau 5.

D'après les caractéristiques mentionnées, peuvent être distinguées parmi ces roches les dacites comme les plus fréquentes et en outre les dacitoïdes et andésites, dérivées des dacites par la réduction du quartz. Après les minéraux non ferrugineux, on peut reconnaître les variétés d'amphibole, d'amphibole-biotite, de biotite-amphibole et de biotite. Enfin, il est intéressant à noter que les dacites montrent des passages vers les roches quartz-latitiques.

Comme il était déjà mentionné, on a reconnu parmi ces roches des subvolcanites intrusifs, p. exemple à Reškovica, à Kučajna, à Krepoljin, des dykes et

des faciès extrusifs (en général dans les phénomènes situés plus au Sud). Les intrusions et les dykes de ces roches se trouvent dans les grès rouges, et dans les sédiments triasiques, jurassiques et crétacés inférieurs.

Les roches dacitiques et andésitiques de cette zone étaient partiellement affectées par les altérations postmagmatiques: chloritisation, par endroits biotitisation et albitisation. Parfois, surtout au voisinage des gisements de minerais, les roches éruptives sont profondément altérées.

Surtout au voisinage des masses plus importantes, les variations de contact thermiques et métasomatiques des roches calcaires et la formation des scarns et des scarnoïdes (Kučajna, Reškovica, etc.) sont d'un intérêt particulier.

Plusieurs petits gisements de minerais sont en relation génétique à ce magmatisme. Les plus importants en sont les gisements de cuivre à Reškovica et ceux du minerai de plomb et de zinc à Kučajna. Outre ceux-ci on a reconnu des gisements de minerais de fer plus petits au voisinage de Ridan et celui d'antimoïne au vosinage d'Osanica.

Les gisements de minerais mentionnés ci-haut sont en partie du type contact-métasomatique (Ridan, Reškovica) et en partie de l'origine hydrothermale (à Kučajna corps métasomatiques dans les calcaires crétacés, et à Osanica, filons de quartz à antimoïne).

Les roches dacitiques, mentionnées ci-dessus, sont par endroits accompagnées par des brèches volcaniques (Kučajna) et des tufs (district de la mine Senjski rudnik, et voisinage de Kučevo). Les tufs reposent, près de la mine de Senjski rudnik à la base du Miocène (Maksimović 1956) et s'intercalent aussi dans les sédiments néogènes (Mio-Pliocène) des environs de Kučevo (Antonijević 1958).

D'après les données présentées, l'âge de ce magmatisme est sans doute post-crétacé inférieur, plus vraisemblablement paléogène (?) à miocène inférieur. Enfin, il faut souligner, que ce magmatisme avait vraisemblablement plusieurs phases, fait qui a été constaté dans le domaine de Kučajna.

Dans la même zone faillée, localement des roches plus basiques, souvent alcalo-(Na)-basaltiques ont été reconnues. Ces roches constituent de petits jalonnements dans les sédiments mésozoïques. Quoique peu fréquentes, ces roches ont été bien observées dès les régions les plus septentrionales (Golubačke planine) jusqu'à celles les plus méridionales (Ruj planina) dans cette zone faillée, en Yougoslavie.

Parmi ces roches, les variétés suivantes ont été reconnues:

-andésite-basaltes et basaltes (roches porphyriques hypocristalines à phénocristaux d'augite, plus rarement à plagioclases et à olivine) reconnus près de Reškovica (analyse chimique présentée dans le tableau 5) à Golubačke planine et à Ruj planina;

-basanites (structure microlithique, à phénocristaux d'olivine, d'augite et plus rarement de hypersthène et à pâte d'olivine, d'augite, de magnétite, de

Tableau V

Analyses chimiques des roches éruptives de la zone Ridan-Krepoljin

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	68,66	69,72	58,42	46,55	41,46	38,02
TiO_2	0,25	0,78	0,33	1,10	1,78	2,10
Al_2O_3	15,36	15,82	18,02	15,56	14,50	17,00
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	0,30
Fe_2O_3	1,81	1,90	2,48	4,87	4,60	8,01
FeO	0,58	0,31	2,32	4,32	5,01	4,23
MnO	0,06	0,04	0,13	0,10	0,23	1,10
MgO	0,33	0,05	2,29	7,34	10,88	8,02
CaO	3,65	3,87	6,37	10,15	12,06	11,00
Na_2O	2,70	2,67	3,23	3,60	3,50	5,05
K_2O	2,64	3,35	3,01	1,34	1,05	2,12
P_2O_5	0,26	0,34	0,24	0,31	0,84	tr.
Cl	—	—	—	—	0,09	—
CO_2	—	—	—	—	0,51	—
H_2O^-	1,67	0,48	0,90	3,39	0,81	3,04
H_2O^+	1,80	0,81	2,21	1,11	2,53	
	99,77	100,14	99,95	99,74	99,85	99,99

1. Dacite, Resavica, Anal. S. Crnčević
2. Dacite, Medvedjica, Anal. S. Crnčević
3. Dacite, Reškovica, Anal. S. Davidović (Janković, S. 1956)
4. Andésite-basalte, Reškovica, Anal. S. Davidović (Janković, S. 1956)
5. Basanite, Ozren, (Tomić, J. 1931)
6. Etindite, Golubačke pl. (Protić, M.—Sučić, Z. 1961).

plagioclases, de petits individus de néphéline et un peu d'analcime), reconnues à Ozren au-dessus de Soko Banja (analyse chimique présentée dans le tableau 5);

-étindites, comme les variétés les plus basiques et les plus riches en alcalis (structure porphyrique à phénocristaux d'olivine, de Ti-augite et rarement de plagioclase à pâte riche en néphéline et en analcime) (analyse chimique présentée dans le tableau 5).

Ces roches représentent vraisemblablement la phase plus récente du magmatisme liée pour la même zone de faille profonde, laquelle a été utilisée par les magmas dacitiques (andésitiques) aussi.

BIBLIOGRAPHIE

ANTONIJEVIĆ, I.: Geološka gradja timočko-pećke eruptivne oblasti. Materijal III kongresa geologa FNRJ u Budvi, 1959, Titograd, 401—416, 1961.

ANTONIJEVIĆ, I.—DJORDJEVIĆ, M.—VESELINOVIĆ, M.—KRSTIĆ, B.—KALENIĆ, M.—ANDJELKOVIĆ, J.—MOŽINA, A.—KARAJIČIĆ, LJ.: Osnovna geološka karta FNRJ list Žagubice 1:100 000 (u štampi). 1963.

ANTONIJEVIĆ, I.—VESELINOVIĆ, M.—DJORDJEVIĆ, M.—KALENIĆ, M.—KRSTIĆ, B.—KARAJIČIĆ, LJ.: Tumač za Osnovnu geološku kartu FNRJ — Žagubica 1 : 100 000 (u štampi). 1963.

ANTONIJEVIĆ, I.: Stratigrafija i tektonika Velikog krša i Stola u istočnoj Srbiji (doktorska disertacija — u štampi). 1964.

ANTONIJEVIĆ, I. i MIČIĆ, I.: Gornjokredni vulkanizam u istočnoj Srbiji. Saopštenje na simpozijumu o vulkanogeno-sedimentnim tvorevinama. Beograd (u štampi). 1964.

DROVENIK, F. i M.: Dosadašnja znanja o orudnjenju u timočkom andezitskom masivu. — Prvi kongres geologa Jugoslavije na Bledu, 1954, Ljubljana. 267—291, 1956.

DROVENIK, M.: Prispevek k poznavanju kamenin timočkega eruptivnega masiva. Geologija — Rasprave in Poročila Ljubljana. — **5.** knj., 11—30, 1959.

DROVENIK, M.: Geološka-petrološka studija šire okoline rudnika Bor (Vzhodna Srbija). Doktorska disertacija (u štampi). 1960.

DROVENIK, M.—ANTONIJEVIĆ, I.—MIČIĆ, I.: Novi pogledi na magnetizam i geološku gradju timočke eruptivne oblasti. Vesnik Zavoda za geološka i geofizička istraživanja, knj. **XX,** ser. A, 67—93, Beograd. 1961.

DJORDJEVIĆ, M.—MILOŠAKOVIĆ, R.—MILENKOVIĆ, P.: O sinklinalnom rasporedu vulkanogeno-sedimentnih tvorevina u severnom delu timočke eruptivne oblasti. Saopštenje na simpoziumu o vulkanogenosedimentnim tvorevinama, Beograd (u štampi). 1964.

GAGARIN, G.: O dobu postanka eruptivnih stena Jažnih Karpata. Beograd. Zapisnici SGD, 6—10, 1937.

GLIŠIĆ, M.: Pojava kajanita iz okoline Bogovine u istočnoj Srbiji, Geološki vesnik, Beograd. knj. **XVI,** 115—121, 1958.

GRUBIĆ, A.—ANTONIJEVIĆ, I.: Strukturne osobine istočne Srbije. Vodič za ekskurziju kroz istočnu Srbiju. V savetovanje geologa FNRJ. Beograd. 1962.

ILIĆ, M.: O pojavama andezit bazalta kod Brestovačke Banje, Bora i Malog Krivelja. Zbornik radova Geol. i Rud. fakulteta TVŠ, Beograd. 26—53, 1954.

ILIĆ, M.: O pojavama albitskih trahita u okolini Brestovačke Banje. Vesnik Zavoda za geološka i geofizička istraživanja, Beograd. knj. **XVI,** 283—295, 1957.

JANKOVIĆ, S.—JANKOVIĆ, R.—MILOSAVLJEVIĆ: Srebronosna ruda Kučajne, Zbornik radova geol. i rud. fakulteta, Beograd. sv. **3,** 51—63, 1955.

JANKOVIĆ, S.: Rudne pojave u Reškovici. — Zbornik radova geol. i rud. fakulteta, Beograd. sv. **4,** 45—54, 1956.

KRSTIĆ, B.—VESELINOVIĆ, M.—ANTONIJEVIĆ, I.—MIČIĆ, I.—MILOSAKOVIĆ, R.—RAKIĆ, B.—BANKOVIĆ, V.—ČIČULIĆ, M.: Osnovna geološka karta SFRJ list Boljevac 1 : 100 000 (u štampi). 1964.

MAJER, V.: Prilog poznavanju stijena monconitskog tipa u istočnoj Srbiji. Vesnik Zavoda za geološka i geofizička istraživanja, Beograd. knj. **X,** 135—148, 1953.

MAKSIMOVIĆ, B.: Geološki i tektonski odnosi ugljonosnog terena senjsko-resavskih rudnika i njegovog oboda. Posebna izrada Geološkog instituta «Jovan Žujović» Beograd. knj. **6,** 1956.

MARIĆ, L.: Magmatiti u užem području rudnika Bor u istočnoj Srbiji. Beograd. Posebna izdanja SAN knj. **CCXCVI,** 1957.

MIČIĆ, I.: Monconitske stene Susule. — Geol. Vesnik Beograd. **XVI,** 139—154, 1958.

MIČIĆ, I.: Pojave trumalinizacije u timočkoj eruptivnoj oblasti. Saopštenje na sastanku SGD (u štampi). 1964.

MILOVANOVIĆ, B.—NEŠIĆ, S.—ANTONIJEVIĆ, I.: Prikaz geološke karte lista Petrovac 1 : 25 000. Zapisnici SGD za 1955 godinu. Beograd. 23—30, 1955.

PETKOVIĆ, V.: O tektonskom sklopu istočne Srbije. Glas SKA, Beograd. knj. **CXL,** 1—40, 1930.

PETKOVIĆ, V.: Geologija istočne Srbije. — Posebno izdanje SKA, Beograd. knj. **I,** 1935.

PROTIĆ, M.—SUČIĆ, Z.: Jedan novi tip nefelinske stene i bazalta na Golubačkim planinama. Geol. anali Balk. poluostrva, Beograd. knj. **XXIII,** 119—121, 1955.

SIMIĆ, M.—CRNKOVIĆ, B.: Pojava bazičnih efuziva kod Golupca na Dunavu (SI Srbija). Geol. vjesnik, Zagreb. **14,** 53—64, 1961.

SUČIĆ, Z.—PROTIĆ, M.: Stratigrafija i tektonika Golubačkih planina. — Geol. anali Balk. poluostrva, Beograd. knj. **XXVIII,** 25—130, 1961.

VESELINOVIĆ, M.—ANTONIJEVIĆ, I.—KRSTIĆ, B.—ČIČULIĆ, M.—MIČIĆ, I.—MILOSAKOVIĆ, R.—DIVLJAN, M.—MASLAREVIĆ, LJ.: Tumač za osnovnu geološku kartu SFRJ Boljevac 1 : 10 000 (u štampi). 1964.

La littérature ancienne est mentionnée dans les travaux cités sous les No 4, 8 et 9.

CRETACEOUS-TERTIARY MAGMATIC ROCKS OF THE CARPATHO-BALKANIDES OF YUGOSLAVIA

By

Sh. Karamata, V. Knežević, I. Antonijević, M. Djordjević, I. Mičić, S. Divljan, M. Drovenik.

Abstract

In East Serbia, *i.e.* in the Yugoslavian sector of the Carpatho-Balkanides, the eruptive rocks of the Cretaceous and Tertiary systems crop out in the following three regions:

in the Albian-Cenomanian sediments of the Miroč Anticlinorium, where they are representated by minor flows and out-pourings ("jalonnements") of mostly trachybasaltic composition. Being poorly developed and not belonging to the neovolcanites s. str., these rocks have not been discussed in detail;

in the fault-trough-synclinorium of Timok, where they form the vast eruptive region of Timok and several minor eruptive bodies in the SE-Serbia. That zone can be followed farther in the region of Srednjegorje (Bulgaria). Those rocks are of Upper Cretaceous age. The eruptive region of Timok is well explored, while about the small igneous rock masses in SE-Serbia little is known. In the eruptive region of Timok the following phases of igneous activity can be observed: 1. in the first phase there were effused large masses of the rocks of the timozitic association, *i.e.* hornblende-biotite and hornblende andezites (rarely dacites) and their pyroclastics (mostly eruptive breccias). Those rocks were formed during the Turonian and Lower Senonian; 2. in the second phase there were effused very large masses of andezites-basaltes, more basic andezites and their pyroclastics (mostly eruptive breccias); 3. in the third phase there occured small masses of latites and trachyandesites. Rocks of second and third phases were formed during the Senonian (before Campanian-Maestrichtian); 4. in the Laramian orogenesis there were intruded monzonitic, quartzdioritic and syenodioritic magmas whose products are eroded only in their uppermost parts.

Along the Ridan-Krepoljin fault zone (deep fault of Ridan-Krepoljin). During the Tertiary there were formed volcanic and subvolcanic andesites and dacites. Towards the end of igneous activity, there were locally formed andesite-basaltes to Na-rich trachybasaltic rocks.

МЕЛОВО-ТРЕТИЧНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КАРПАТО-БАЛКАНИД ЮГОСЛАВИИ

Ш. КАРАМАТА, В. КНЕЖЕВИЧ, И. АНТОНИЕВИЧ, М. ДЖОРДЖЕВИЧ, И. МИЧИЧ, Ш. ДИВЛЯН, М. ДРОВЕНИК.

Резюме

В Восточной Сербии, то ест в югославской части Карпато-Балканид, изверженные породы меловой и третичной систем выходят на поверхность в трех районах:

— в альбско-сеноманских отложениях Мирочского антиклинория, где они представлены небольшими лавовыми потоками в основном трахибазальтового состава. Так как эти породы мало развиты и не относятся к неовулканитам в узком смысле этого слова, на какой-нибудь подробной характеристике их авторы не останавливаются;

— в ров-синклинории Тимока, где образуют просторную тимокскую эруптивную область и несколько небольших эруптивов в юговосточной Сербии. Эту зону можно проследить в районе Среднегорья (Болгария). Эти породы верхнемелового возраста. Тимокская эруптивная область хорошо изучена, в то время как небольшие массы в юговосточной Сербии мало известны. В тимокской эруптивной области замечены следующие фазы магматической деятельности: 1) в первой фазе изверглись просторные массы пород тимоцитовой ассоциации, т. е. горнблендово-биотитовые андезиты и горнблендовые андезиты (редко дациты) и их пирокластиты (больше всего эруптивные брекчии). Эти породы образовывались во время турона и нижнего сенона; 2) во второй фазе изверглись весьма обильные массы андезит-базальта, более основных андезитов и их пирокластитов (чаще всего эруптивные брекчии); 3) в третьей фазе являются небольшие массы латита и трахиандезита. Вторая и третья фазы сенонского возраста (до кампан-маастрихта); 4) в ларамийском орогенезе внедрены монцонитовые, кварцдиоритовые и сиенитодиоритовые магмы, продукты которых эродированы лишь по поверхности.

— в доль риданско-креполинской зоны (глубинный разлом Ридан — Креполин). В этой зоне во время третичного периода образованы вулканические и субвулканические андезиты и дациты. К концу вулканической деятельности местами изливаются породы от андезит-базальтов до богатых натриумом трахибазальтов.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 139—152 (1967)

SPÄTSUBSEQUENTER ALPINER MAGMATISMUS IN RUMÄNIEN

Von

D. RĂDULESCU und M. BORCOŞ

GEOLOGISCHES STAATSKOMITEE, BUCUREŞTI

Die Korrelation und Deutung auf einer Verallgemeinerungsstufe aller bisher vorhandenen Angaben über die Produkte des tertiären Vulkanismus in Rumänien zeigten, daß die petrochemischen Charaktere der Gesteinsassoziationen sowie die allgemeine Entwicklungsart der Erscheinungen, die wesentlichen Elemente darstellen, die zur Erläuterung der geologischen Entwicklung aller entsprechenden Gebiete führen könnten. Auf diesen Grundlagen wurden drei Aktivitätszyklen hervorgehoben, deren Korrelation auf den ausgedehnten Gebieten mit tertiärem Vulkanismus unseres Landes ganz gut möglich ist.

Die strukturelle Kontrolle der verschiedenen geologischen Einheiten — das Vorhandensein einer Eugeosynklinale im Apuseni-Gebirge und einer Miogeosynklinale in den Ostkarpaten — könnte die besonderen Merkmale des Vulkanismus in jedem einzelnen Gebiet erklären, ohne jedoch die angenommenen Grenzen der festgestellten Übereinstimmungen zu überschreiten.

Die Meinung über die Bildung der tertiären Magmen durch Unterschiebungspalyngenese ist durch die neuen geochemischen Daten immer schwerer zu unterstützen.

Die mit diesem Zyklen verbundenen metallogenetischen Prozesse sind in den verschiedenen Gebieten fühlbar unterschiedlich, sowohl betreffs des Zeitpunktes ihres Erscheinens, als auch ihrer Stellung in der vulkanischen Struktur; von diesem Gesichtspunkt aus stößt die Korrelation der vulkanischen Gebiete noch auf einige Schwierigkeiten.

Die Tätigkeit des neogenen Vulkanismus, als letzte Erscheinungsetappe im Verlauf des alpinen Magmatismus in den rumänischen Karpaten, war in der Innenzone der Ostkarpaten im Gebiet des Oaş-Gutîi, Tibleş, Toroiaga, Bîrgău, Călimani-Hărghita und im südlichen Teil des Apuseni-Gebirges überaus rege.

Eine starke Entwicklung hatte der tertiäre Vulkanismus im Apuseni-Gebirge in der Mittelzone des »Şanţul Metaliferilor«, eine eugeosynklinalen Orogeneinheit, sowie im westlichen und nordwestlichen Teil derselben (Abb. 1), und dank der Lage, die er in der Reihe der magmatischen Ereignisse einnimmt, trägt er einen gut gekennzeichneten spätsubsequenten Charakter. In unmittelbare Verbindung mit der vulkanischen Tätigkeit werden die Auswirkungen der saxonischen Tektonik gebracht, eine verhältnismäßig tiefgehende Bruchtektonik, die durch die entstandene Durchlässigkeit und Druckentlastung die älteren Litho-Magmaherde reaktivierte. Diese Tätigkeit verlief durch Ausgleichung gleichzeitig mit der Bildung der Abschlußmolasse in den posttektonischen Becken. Die enge Verbindung zwischen diesen beiden Formationen und den vulkanischen Produkten wird besonders durch die

gemeinsame Orientierung ihres Verbreitungsgebietes deutlich, durch eine Orientierung, die ständig durch denselben kausalen Faktor — die Tektonik — kontrolliert wird. Das Magma stieg längs der tektonischen, hauptsächlich NW—SO gerichteten Alignements; diese durchkreuzen die Orogenachse, die ophiolithisch-petrogenetischen Linien sowie einige Banatit-Alignements. Zuweilen wird in der nordöstlichen Extremität dieses Gebietes (Baia de Arieş, Roşia Montana und Bucium) festgestellt, daß der tertiäre Magmatismus axial

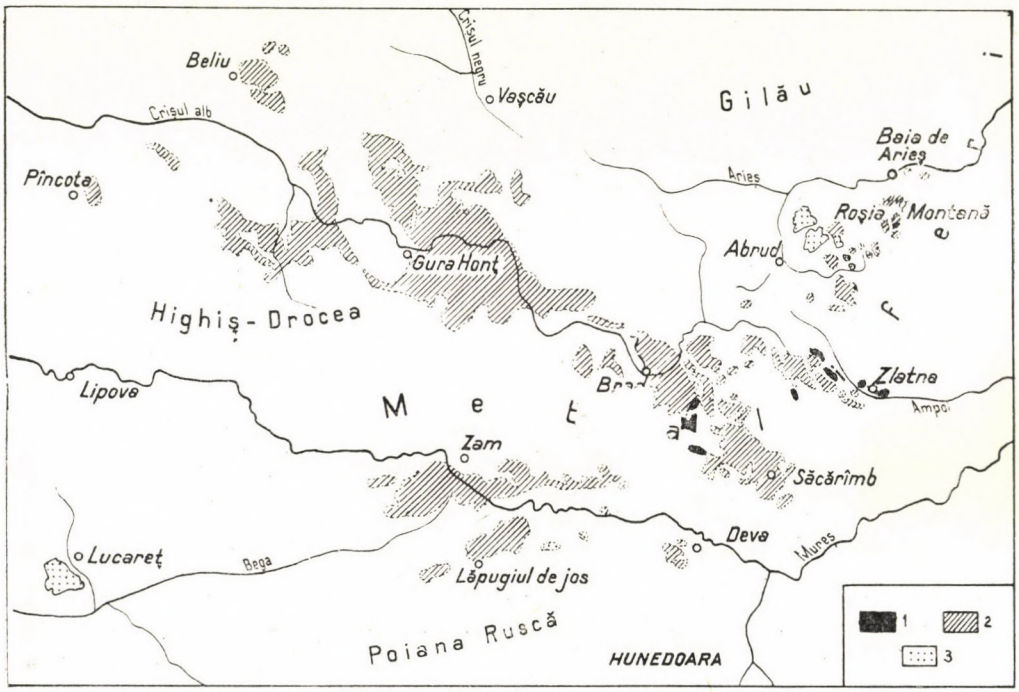


Abb. 1. Verbreitung der neogenen Vulkanite im Apuseni-Gebirge. I — 1. Zyklus; II — 2. Zyklus; III — 3. Zyklus

orientiert ist, ja selbst die in der synkinematischen Phase geschaffenen tektonischen Störungen überlagert. Auf diesen tektono-magmatischen Linien traten die bedeutendsten Zentren vulkanischer Tätigkeit mit allgemein gemischtem Charakter, die zuweilen auch vorherrschend effusive oder explosive Episoden kennzeichnen. Der neogene Magmatismus dieses Gebietes entfaltet sich auch in subvulkanischen Formen.

In den Ostkarpaten, im inneren Teil des Orogengebietes, in einer Miogeosynklinalzone, äußerte sich der subsequente Magmatismus auf einem von der nördlichen Extremität bis in die Biegungszone (Abb. 2, 3) praktisch fortlaufendem Alignement. Eine Zone verminderten Widerstandes, durch zahlreiche parallele, allgemein NW—SO streichende Brüche gekennzeichnet, erlaubte den

Aufstieg der Magmen; in den aus Sedimentgesteinen gebildeten Sektoren erleichterte die stärkere Bruchbildung den Aufstieg der Magmen bis an die Oberfläche und das Auftreten der Eruptivkörper. In den ausschließlich aus kristallinen Schiefern gebildeten Gebieten scheint es, daß die Magmen in ihrem Aufstieg zur Oberfläche auf Widerstand gestoßen und in den meisten Fällen subkrustal erstarrt sind; der Durchbruch des Fundaments in diesen Gebieten, die sich in die große Innenzone des Gebirgsbogens einordnen, war nicht durch das Vorhandensein der Brüche bedingt, sondern war punktförmig.

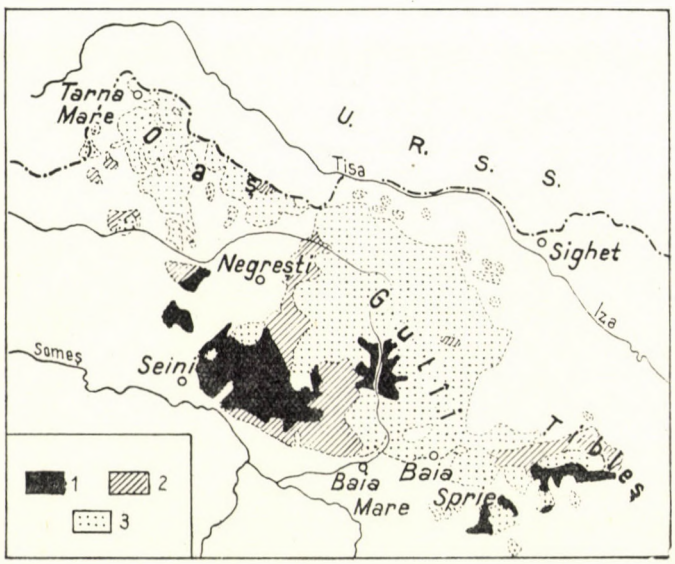


Abb. 2. Verbreitung der neogenen Vulkanite im Oaş-Gutîi-Gebirge. I — 1. Zyklus; II — 2. Zyklus; III — 3. Zyklus

Der von STILLE geäußerte Gedanke der Unterschiebungspalingenese wurde beim gegenwärtigen Stand der Forschungen zur Erklärung der neogenen magmatischen Ereignisse nicht völlig aufgegeben, obwohl besonders einige geochemische Eigenarten der magmatischen Provinzen die Annahme der lithogenen Natur der Magmen erheblich erschweren. Es muß jedoch bemerkt werden, daß sich die neogenen magmatischen Prozesse, abgesehen von ihrer Herkunft und Dynamik, in zwei verschiedenartigen Gebieten äußern, u. zw. in eugeosynklinalen für das Apuseni-Gebirge und in miogeosynklinalen für die Ostkarpaten. Es wäre möglich, daß gerade diese verschiedenartigen strukturellen Verhältnisse vor allem dem neogenen Vulkanismus in Rumänien für jedes einzelne Gebiet gewisse Aspekte aufgeprägt haben u. zw. in bezug auf das Alter der Ausbrüche, auf die petrochemische Natur, auf die Form des Auftretens und die Art der Lagerung, sowie auf den metallogenetischen Aspekt.

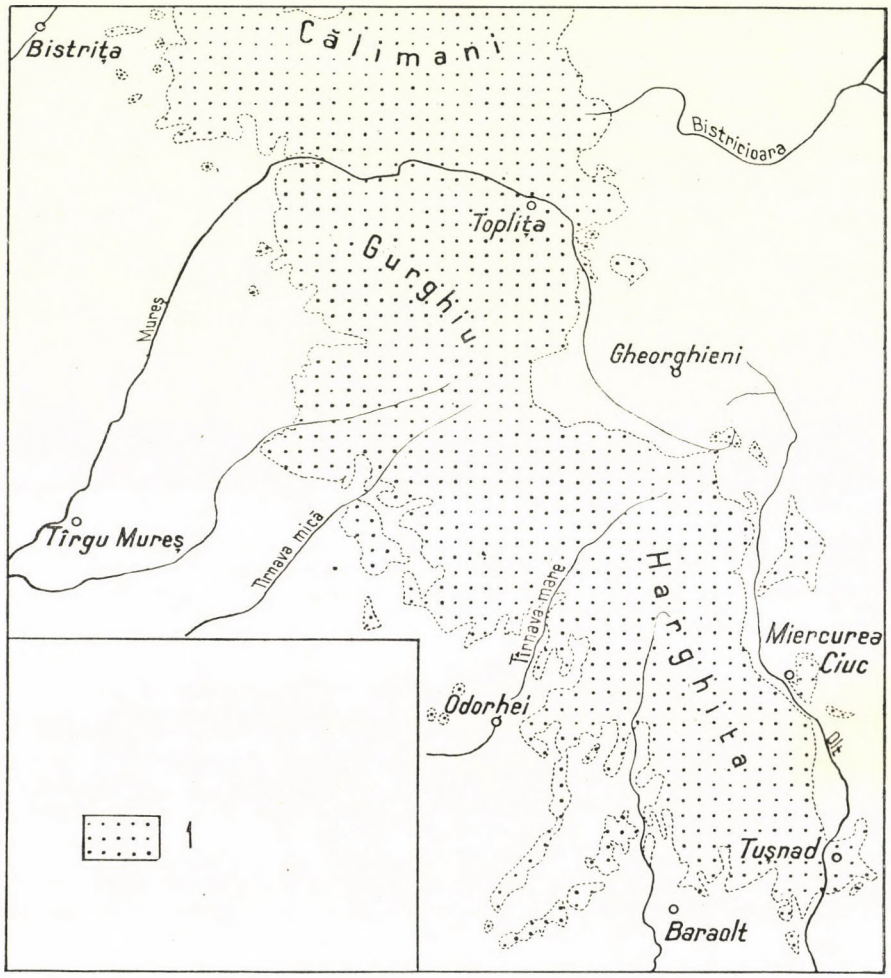


Abb. 3. Verbreitung der neogenen Vulkanite im Călimani-Gurghiu-Hărghita-Gebirge. I — 1. Zyklus; II — 2. Zyklus; III — 3. Zyklus

Das Alter der magmatischen Tätigkeit

Die örtlichen geologischen Bedingungen bringen es mit sich, daß die Angaben über das Alter der magmatischen Tätigkeit, über die wir gegenwärtig verfügen, gebietsweise ganz verschieden sind.

Die umfassendsten Kenntnisse haben wir jedoch schon längst vom Apuseni-Gebirge; in letzter Zeit wurden in dieser Hinsicht ganz wesentliche Fortschritte auch für das Oaș-Gutîi-Gebirge erzielt. In beiden beginnt die vulkanische Tätigkeit in der tortonischen Stufe — scheinbar — durch vorherrschend explosive Erscheinungen. Mit Ruheperioden verschiedener Dauer entwickelt sich

der Vulkanismus während des Sarmats und im Pannon. Das Vorhandensein der Basalte von Detunata verrät den Fortlauf der Tätigkeit im Apuseni-Gebirge bis in die jüngste Zeit, während im nördlichen Gebiet des Landes diesbezügliche Hinweise fehlen. Im Călimani-Hărghita-Gebirge gibt es sichere Hinweise auf vulkanische Erscheinungen während des Tortons, des Pannons und im Quartär.* Im Tibleș-, Toroiaga- und im Bîrgău-Gebirge kommen die magmatischen Massen ausschließlich mit kristallinen Schiefern und Paläogenablagerungen in direkten Kontakt. Da es keinen Grund gibt, die in diesem Gebiet entfaltete magmatische Tätigkeit von der Gesamtheit des subsequenten Magmatismus zu trennen, ist anzunehmen, daß der Zeitpunkt der Anlagerung dieser Gesteine innerhalb der Grenzen der Entwicklung der Gesamterscheinung auf dem Gebiet des Landes liegt.

Das Vorhandensein eines älteren Magmatismus ist wahrscheinlich — einige Wahrnehmungen in Verbindung mit dem Vorhandensein und der verhältnismäßig weiten Ausbreitung des vulkanischen Materials in tortonischen Formationen, u. zw. sowohl in der Außenkarpatenzone als auch im Transsylvanischen Becken, können in diesem Sinne gedeutet werden —, doch gibt es kein einziges überzeugendes Element für die Feststellung des Ursprungs dieses pyroklastischen Materials. Die Versuche, Beziehungen zu den Vorgängen in der Călimani-Hărghita-Gebirgskette herzustellen, stützten sich vorläufig nicht auf genügende Beobachtungstatsachen.

Die Stellung, die das entsprechende Geschehen im weiten Rahmen des Auftretens des subsequenten Magmatismus einnimmt, ist noch ungeklärt, und es ist zweifelhaft, ob sie — wie dies meist versucht wird — seiner späten Etappe zur Seite gestellt werden darf.

Der Verlauf der magmatischen Tätigkeit

Die Erkennung der besonderen Merkmale der Erscheinungsformen des neogenen Magmatismus in den verschiedenen Gebieten des Landes hat die Einheit dieser großen Gesamtheit von Erscheinungen nie im Frage gestellt.

Die Prüfung der Produkte des neogenen Magmatismus von einem allgemeinen Gesichtspunkt aus zeigt, daß Gesteinsassoziationen mit eigenen petrochemischen Charakteren, die einen gewissen Abschnitt im Auftreten der magmatischen Erscheinungen darstellen, abgesondert werden können; davon rühren meistens die eigene Charakteristiken in bezug auf den Umfang der Erscheinungen, auf die Einzelheit der Lagerungsformen oder bezüglich der Metallogenese her. Werden solche Einheiten umrissen, spielt das Alter meistens eine untergeordnete Rolle. Assoziationen ähnlicher Gesteine können in

* Siehe hierzu auch die postume Arbeit von Z. Török in dieser Zeitschrift Vol. X, 299, 1966. Die Redaktion.

allen Gebieten des Landes, wo neogener Vulkanismus auftrat, erkannt werden, und wir glauben, daß sie das Grundelement darstellen, an dem sie miteinander verglichen werden können. Wir benützen die Bezeichnung »Eruptivzyklus« für die Beschreibung dieser Assoziationen, da sie in erster Reihe das Ergebnis der Entwicklungsart der magmatischen Massen sind. Gestützt auf diese Erwägungen, wurde die Entwicklung des späten subsequenten Magmatismus im Apuseni-, Oaș-Gutîi- und Călimani-Hărghita-Gebirge in Abb. 4 ganz schematisch dargestellt.

Im Apuseni-Gebirge ist der erste Eruptivzyklus durch eine pulsatorische Tätigkeit mit weitgehender magmatischer Differentiation gekennzeichnet, aus der aufeinanderfolgende Erscheinungen von Rhyolith mit Sanidin – die den Beginn der Tätigkeit anzeigen — von Andesit, Rhyodazit und Dazit hervorgingen. Es ist der Zeitabschnitt des Auftretens eines vorherrschenden explosiven Vulkanismus, dessen Tätigkeitszentren größtenteils im nächstfolgenden Zyklus reaktiviert wurden. Diese Tätigkeit entwickelte sich während des Tortons. Vom metallogenetischen Standpunkt aus sind diese Produkte praktisch bedeutungslos.

Im Oaș-Gutîi-Gebirge zeichnet sich dieser Eruptivzyklus durch längere Förderungsperioden, größere Gesteinsmassen und das Fehlen wiederholter Rekurrenzen aus. Der Beginn der Tätigkeit trägt, wie im Apuseni-Gebirge, einen rhyolithischen und vorherrschend explosiven Charakter. Der bedeutendste Charakterzug besteht in der Entfaltung wichtiger metallogenetischer Prozesse. Der erste Zyklus entwickelt sich im Gutîi-Gebirge zwischen dem Mittel-(Ober-?) Torton und dem oberen Teil des Sarmats; wie zu ersehen ist, tritt die Gesamttätigkeit im Vergleich zum Apuseni-Gebirge verspätet auf.

Im Apuseni-Gebirge stellt der zweite Zyklus jenen Abschnitt dar, in welchem sich der Vulkanismus während einer längeren Periode verhältnismäßig laufend äußert, und so — durch die Intensität und den Umfang der Erscheinungen — die früheren Verbreitungsgebiete der Tätigkeit erweitert. Die petrochemische Natur der Produkte ist verhältnismäßig einheitlich und wird durch das Vorhandensein von Daziten und Quarzandesiten im erstmaligen Auftreten, gefolgt von Daziten und Pyroxenandesiten beherrscht. Dieser Zyklus zeichnet sich zum Unterschied von dem ihm vorangegangenen ganz besonders durch seine bedeutende metallogenetische Funktion aus, auf deren Kosten sich alle mit dem neogenen Magmatismus verbundenen, bisher in diesem Gebiet bekannten Lagerstätten, gebildet haben. Die Anfänge dieses Zyklus fallen ja nach den örtlichen Verhältnissen, in die obertortonisch-untersarmatische Stufe und entwickeln sich während des ganzen Sarmats und eines Teiles des Pannons.

Im nördlichen Teil des Landes zeichnet sich der zweite Zyklus durch die sehr zahlreichen Arten von Dazit- und Quarzandesiten aus. Im allgemeinen kann eine Nachfolge dieser beiden Gesteinstypen festgestellt werden (der

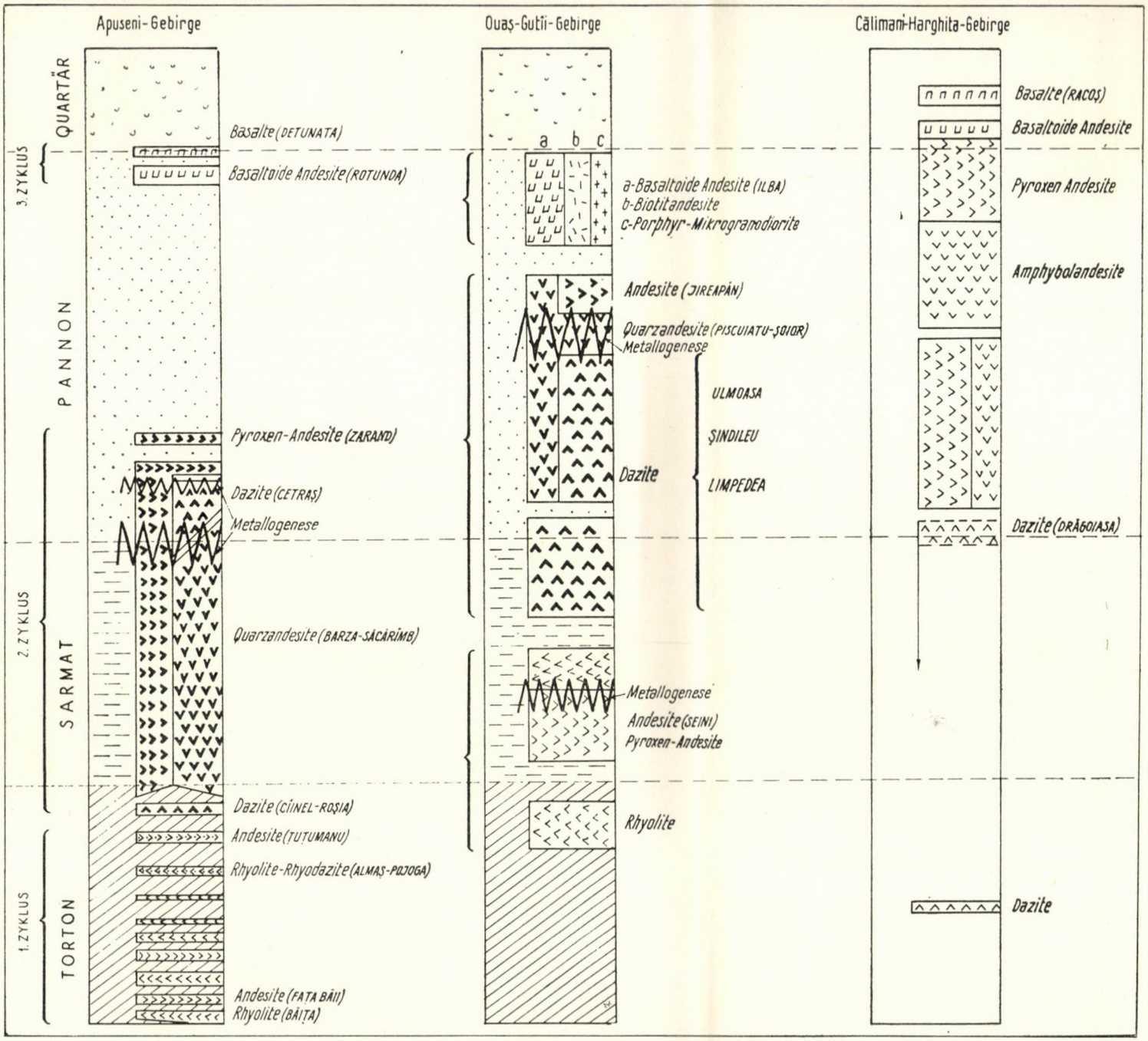


Abb. 4. Entwicklungsschema des spätsubsequenten Magmatismus in Rumänien

Beginn der Tätigkeit zeichnet sich durch Dazitausbrüche, das Ende hingegen durch Andesite und Quarzandesite aus); im Rahmen der Arten sind jedoch die Beziehungen sehr veränderlich. Wie im Apuseni-Gebirge ist dieser aus einer Nachfolge von Gesteinen gleichartiger petrochemischer Natur bestehende Zyklus von einer metallogenetischen Phase begleitet, deren Bedeutung — im Vergleich zu jener des ersten Zyklus — noch nicht festgestellt werden kann. Der Zeitabschnitt, in welchem dieser zweite Zyklus im Oaș-Gutîi-Gebirge auftritt fällt in die sarmat-pannonische Stufe. Auch zu diesem Zeitpunkt der Entwicklung des späten subsequenten Magmatismus wird im Vergleich zu dem Apuseni-Gebirge eine Verspätung der Tätigkeit festgestellt; es liegen jedoch keine Beobachtungen vor, die zu denselben Schlußfolgerungen auch in bezug auf das Ende dieses Zyklus berechtigen könnten.

Es ist möglich, daß die Dazite von Drăgoioasa oder selbst die Pyroklastite der Tortonformationen diesem Zyklus im Călimani-Gebirge entsprechen; ihre stratigraphischen Beziehungen sind jedoch keineswegs überzeugend genug, um die Möglichkeit einer viel niedrigeren Lage auszuschließen.

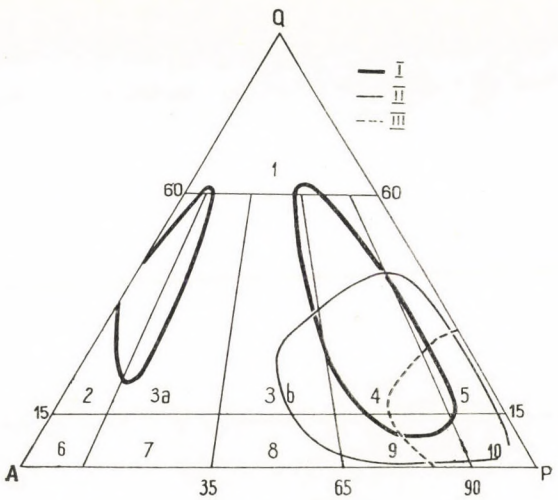
Der dritte Zyklus im Apuseni-Gebirge ist zum Unterschied von den anderen vulkanischen Gebieten des Landes weit schwächer entwickelt. Unter seinen Produkten sind beschränkte Lavaausbrüche und Erzgänge basaltoider Andesite und Basalte vertreten — allem Anschein nach eine neue Assoziation von Gesteinen petrochemischen Charakters, die sich im allgemeinen von jenen des zweiten Zyklus unterscheiden —, in ihrer Gesamtheit fehlen jedoch die Anzeichen von Auswirkungen einer hydrothermalen Tätigkeit. Die Periode des Auftretens dieses Zyklus, mit dem übrigens die Tätigkeit des Vulkanismus in diesem Gebiet und im allgemeinen jene des neogenen subsequenten Magmatismus im Lande schließt, entwickelt sich nach einer verhältnismäßig langen Ruheperiode zu Ende des Pannons, wahrscheinlich auch zu Beginn des Quartärs.

Im Oaș-Gutîi-Gebirge besteht der dritte Zyklus aus Pyroxenandesiten, basaltoiden Andesiten, Biotitandesiten, Porphyr-Mikrogranodioriten. Die ausgesprochene Entwicklung der basaltoiden Pyroxenandesite, ihr Auftreten in weiten Ausbrüchen im nördlichen Teil, sowie zahlreiche Erzgänge im südlichen Teil sind seine besonderen Kennzeichen. Die vorhandenen Unterlagen gestatten es nicht, eine obere Zeitgrenze für die Tätigkeit dieses Zyklus festzulegen.

Im Călimani-Hărghita-Gebirge gehört die Gesamtheit der vulkanischen Produkte diesem Tätigkeitszyklus an. Den petrographischen und petrochemischen Charakter dieses Zyklus prägen das massenhafte Auftreten der Amphibol- und Pyroxenandesite, weiterhin der basaltoiden Andesite und der Basalte, die aus der gemischten Tätigkeit einer großen Zahl von Stratovulkanen hervorgegangen sind. In der Gebirgskette Călimani-Hărghita erreichte dieser Zyklus seinen Höhenpunkt, u. zw. sowohl in der Ausdehnung als auch in seiner Intensität, da er sich über das ganze Pannon erstreckte und sich im Quartär fortsetzte. Nach den hydrothermalen Umwandlungserscheinungen sowie nach den

im Rahmen der zugänglichen Zonen studierten vererzten Vorkommen zu schließen, ist diesem Zyklus keine besondere metallogenetische Rolle beizumessen.

Die Entwicklung des Magmachemismus wurde hier in den vier Q-A-P-Diagrammen für jedes einzelne Gebiet dargestellt. Sie wurde aus einer genügend großen Zahl von Analysen, die mit seltenen Ausnahmen von allen petrographischen Typen neogener Eruptivgesteine herrühren, errechnet. Aus diesen Diagrammen geht hervor, daß der Verlauf des Magmenchemismus während der Entfaltung des spätsubsequenten Magmatismus in den vier Gebieten, auf die wir uns beziehen (Apuseni-, Oaş-Gutîi-, Călimani-Hărghita-Gebirge und



Q-A-P-Diagramme
Abb. 5. Apuseni-Gebirge

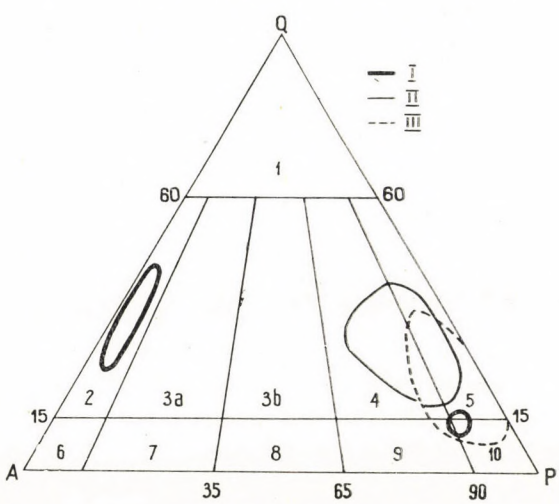


Abb. 6. Oaş-Gutîi-Gebirge

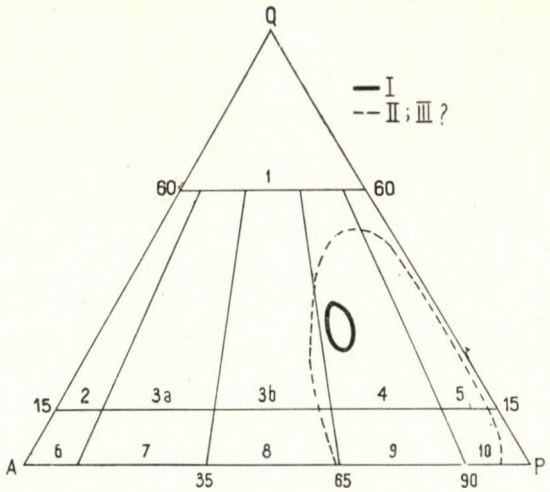


Abb. 7. Călimani-Hărghita-Gebirge

die subvulkanische Zone aus den Ostkarpaten; Abb. 5, 6, 7, 8) gemeinsame Charaktere aufweist.

In den für den ersten Zyklus charakteristischen Gesteinstypen spiegeln sich Differentiationsprozesse wieder, die in einem ersten Stadium innerhalb weiter Grenzen ohne Übergangsformen vor sich gingen, u. zw. von Alkaligranit-

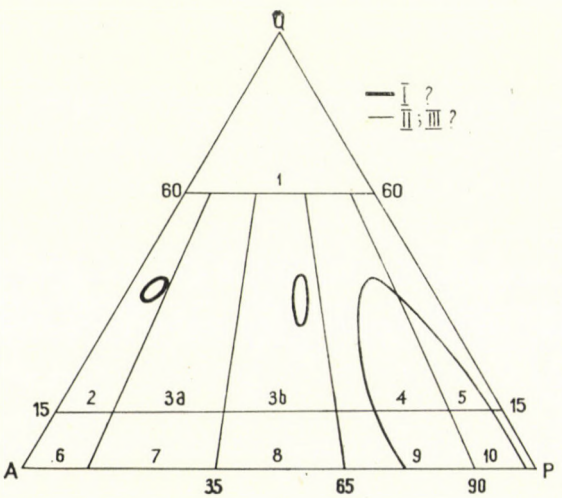


Abb. 8. Subvulkanische Zone Toroiaga-Tibleș-Bîrgău. I — 1. Zyklus; II — 2. Zyklus; III — 3. Zyklus. Magmen: 1. persaure; 2. alkaligranitische (Alkalirhyolithe); 3a. normalgranitische (Rhyolithe); 3b. adamellitische (Rhyodazite); 4. granodioritische, granogabbroische (Dazite); 5. trondhjemitische, quarzdioritische, quarzgabbroische (Quarzandesite, Quarzbasalte); 6. alkəlisyenitische; 7. syenitische; 8. monzonitische; 9. monzodioritische, monzogabbroische (Latitandesite, Latitbasalte); 10. dioritische, gabbroische (Andesite, Basalte)

und weniger normalen Granit-Magmen, bis insbesondere zu den Granodiorit- und Granogabbro-Magmen hin. Diese Erscheinung kann auf dem Q-A-P-Diagramm des Apuseni-Gebirges und selbst im Oaş-Gutîi-Gebirge besonders gut verfolgt werden, obwohl für dieses letztere eine geringere Anzahl Analysen vorliegt. Von der Vermutung ausgehend, daß eine solche Situation den ersten Tätigkeitszyklus kennzeichnen würde, könnte — obwohl kein anderer Beweis hierfür vorliegt — angenommen werden, daß die Position einiger Analysen, besonders im Bereich der Alkaligranit- und Adamellitgranit-Magmen im Q-A-P-Diagramm für die subvulkanische Zone (Abb. 7), in diesen Gebieten das Vorhandensein des ersten Zyklus magmatischer Tätigkeit, wie er im Apuseni-Gebirge und im Oaş-Gutîi-Gebirge erkannt wurde, andeutet.

Im zweiten Zyklus spiegelt sich der weit einheitlichere Charakter der größtenteils Granodiorit-, Granogabbro- und untergeordnet Adamellitgranit- oder Trondhjemit-, Quarzdiorit- und Quarzgabbro-Magmen wieder, wie dies aus dem Q-A-P-Diagramm des Apuseni-Gebirges und des Oaş-Gutîi-Gebirges (Abb. 4, 5) ersichtlich ist. Auch in diesem Fall wäre es möglich, daß ein Teil der innerhalb dieses Bereiches im Q-A-P-Diagramm für die subvulkanische Zone (Abb. 7) enthaltenen Analysen diesen Tätigkeitszyklus darstellt. Dieselbe Beurteilung kann, freilich ohne jeden zusätzlichen Beweis, auch für die Dazite von Drăgoioasa gelten, die im Diagramm als demselben Zyklus angehörend dargestellt sind.

Im Gebiet des Apuseni-Gebirges und Oaş-Gutîi-Gebirges ist der durch die Analysen des dritten Zyklus erfaßte Bereich noch enger. Er entspricht den Trondhjemit-, Quarzdiorit- und Quarzgabbro-Magmen und nur teilweise den Granodiorit- und Granogabbro-Magmen. Einige Analysen aus dem Gebiet des Călimani-Hărghita-Gebirges dehnen die Grenzen des Bereichs dieses Zyklus auch auf jenen der Adamellitgranit-Magmen aus; der Q-Wert kann in diesem Fall im allgemeinen selbst 50 erreichen.

Es kann behauptet werden, daß der spätsubsequente Magmatismus zu Beginn der Tätigkeit einen vorherrschend Alkaligranit-Charakter aufwies, der sich gegen das Endstadium zu durch eine stufenweise Differentiation zum Basischen hin verschiebt.

Postmagmatische Prozesse

Hydrothermale Metasomatose und Vererzung

Das petrochemische Gleichgewicht der neogenen, in den ersten zwei Tätigkeitszyklen entstandenen Eruptivgesteine des Apuseni- und Oaş-Gutîi-Gebirges sowie ein Teil derjenigen der Călimani-Hărghita-Gebirgskette, wurde nachträglich durch eine starke und veränderliche hydrothermale metasomatische Tätigkeit umgewandelt. Auf Grund der komplizierten, kombinierten

Auswaschungs-, Wiedermobilisierungs- und Ersetzungsprozesse entstanden verschiedene Gesteinsumwandlungstypen, die in ihren Charakterzügen zumeist gewisse regionale Bedeutung haben.

Die Propylitisierung und Serizitisierung stellen die hauptsächlichsten hydrothermalen Umwandlungen dar, die die Vulkanite des Apuseni-Gebirges und in geringerem Maße jene des Călimani-Hărghita-Gebirges kennzeichnen, wo übrigens auch die Intensität dieser Erscheinungen zumindest im Rahmen der gegenwärtig zugänglichen Zonen sehr untergeordnet ist.

Die Adularisierung stellt ein in den hydrothermalen Aureolen der Erzlagerstätten im Gebiet des Oaș-Gutîi-Gebirges häufig anzutreffendes Umwandlungsstadium dar. Zuweilen wird dieser Prozeß durch die Serizitisierung unabhängig, jedoch weit geringer entwickelt, gedeckt; es wurden Situationen gemeldet, in denen solche Erscheinungen verbunden auftreten, wobei die Entwicklung der vorherrschenden Charaktere der beiden Aspekte scheinbar größtenteils durch die Änderung der thermodynamischen Verhältnisse kontrolliert wird.

Ganz untergeordnet und uncharakteristisch findet sich die Adularisierung auch im Apuseni-Gebirge, wo sie sich nur in einem einzigen Gebiet, u. zw. in Roșia Montană, stärker entwickelt hat.

In Gebiet der neogenen Subvulkane der Ostkarpaten sind Verbreitungsgebiet und Intensität der hydrothermalen Umwandlungsprozesse sehr stark vermindert. Besonders im Toroiaga-Sektor beschränken sie sich ganz offenbar auf schmale, in der nächsten Nähe der Erzgänge liegende Zonen.

Die Hauptentwicklung verschiedener Umwandlungsstufen für jedes einzelne Gebiet des neogenen Vulkanismus zeigt allgemeine Regelmäßigkeiten mit der Natur der Vererzung und den spezifischen geologischen Bedingungen. In den tiefergelegenen, an die subvulkanischen Strukturen gebundenen Zonen — Țibleș, Toroiaga — entwickelten sich die Umwandlungserscheinungen fast ausschließlich im Propylitisierungsstadium. Im Oaș-Gutîi-Gebiet entwickelten sich die dem Adularisierungsstadium spezifischen postmagmatischen Wirkungen in den vulkanischen Strukturen weniger hochgradig als in jenem des Apuseni-Gebirges, wo der Serizitisierungsprozeß vorherrscht. In den oberflächennahen Strukturen, wie im Falle der Călimani-Hărghita-Gebirgskette, sind die schwach entwickelten Serizitisierungsprozesse sowie das Auftreten von Schwefel und Eisenhydroxyden kennzeichnend, die die niedrige Temperatur verraten, bei der sich diese Prozesse entfaltet haben.

Die starken hydrothermalen Prozesse, die die erwähnten Umwandlungen bewirkten, führten häufig auch zur Bildung von wichtigen Gold-Silbererz- und polymetallischen Sulfid-Anhäufungen. Die Situation im Apuseni- und Oaș-Gutîi-Gebirge beweist, daß sich diese Prozesse in den ersten zwei Eruptivzyklen abspielten. Die Stellen, die die Vererzungen in der Reihe der vulkanischen Kundgebungen im mittleren Teil der Ostkarpaten einnehmen, sowie deren Alter sind noch unklar.

Im Apuseni-Gebirge ging die hydrothermale Zufuhr in zwei Abschnitten vor sich, der erste und bedeutendste nach der Sequenz der Dazitausbrüche von Cîinel-Roşia sowie der Quarzandesite, der nächste nach der Sequenz der Dazite von Cetraş, beide im zweiten Tätigkeitszyklus. Die hydrothermale Tätigkeit im ersten Zyklus ist unbedeutend und völlig untergeordnet, während sie im letzten Zyklus ebenso wie im Oaş-Gutîi-Gebirge ganz fehlt. Die Paragenese der metallhaltigen Elemente beweist die vorherrschende gold-silberhaltige Vererzung mit einem hohen Gehalt an gediegenen Gold und Tellur. Im unteren Teil einer Anzahl von Lagerstätten zeigt sich der Übergang zur Blei-Zink- oder Kupfervererzung. Solche Anhäufungen können sich auch zufällig und ganz unabhängig entwickeln, u. zw. in den gold- und silberhaltigen Zonen, wie dies bei der Kupferlagerstätte von Deva oder bei der Blei-Zink-Vererzung von Baia de Arieş und Băiţa-Crăciuneşti der Fall ist.

Im nördlichen Teil des Landes entstanden in den ersten zwei Zyklen zahlreiche Erzgänge. Die genetischen Beziehungen zwischen diesen und den verschiedenen Gesteinsarten sind nicht immer klar, der metallhaltige Charakter beider Zyklen ist jedoch erwiesen. Die beiden paragenetischen Vererzungsweisen — blei- und zinkhaltige und goldführende Sulfide — entsprechen verschiedenen Bildungsabschnitten, und sie mit den beiden Zyklen vulkanischer Tätigkeit in Beziehung zu bringen, entbehrt, obwohl unvollständig erwiesen, nicht jeder Grundlage. Der größte Teil der Beobachtungen zeigt, daß die Sulfid-Vererzung im ersten Zyklus vulkanischer Tätigkeit auftrat, während die Goldvererzung den zweiten Zyklus kennzeichnet; was den dritten Zyklus betrifft, fehlen bis jetzt konkludente Beweise für das Vorhandensein von Vererzungen ähnlicher Bedeutung.

Die neogenen Vulkanite der mittleren Zone der Ostkarpaten zeichnen sich durch eine gangförmige Vererzung komplexer Sulfide im Ţibleş-Sektor oder vorherrschend durch eine kupferführende Vererzung im Toroiaga-Sektor aus. Die Ähnlichkeit der Paragenese bildet keine ausreichende Grundlage dafür, die Vererzung dieses Gebietes mit dem ersten Zyklus magmatischer Tätigkeit aus dem Baia Mare-Gebiet in Beziehung zu bringen, die Beobachtungen sollten jedoch der Zukunft vorbehalten werden.

Im Călimani-Hărghita-Gebirge sind wenige vererzte Stellen bekannt. Soweit sie der Beobachtung zugänglich sind, ist ihr Umfang mit den Vererzungen des Apuseni- und Oaş-Gutîi-Gebirges nicht vergleichbar. Anderseits muß die Tatsache hervorgehoben werden, daß der Tätigkeitszyklus im Călimani-Hărghita-Gebirge im Vergleich zu dem in den beiden Gebieten den Beweis erbringt, eine viel weitgehendere Verbreitung vererzter Lösungen zu enthalten. Wir neigen zu der Annahme, daß die Situation im Călimani-Hărghita-Gebirge in dieser Hinsicht derjenigen im Apuseni- und Oaş-Gutîi-Gebirge nicht vollständig gleichgestellt werden kann.

LITERATUR

1. ATANASIU, I.: Cineritele din Neogenul românesc şi vîrsta erupţiilor vulcanice corespunzătoare. An. Com. Geol. **25,** 5—15, 1953.
2. BORCOŞ, M.—MANTEA, GH.: Vîrsta formaţiunilor neogene din bazinul Zlatna-Almaş (Munţii Metaliferi). D. S. Inst. Geol. **49,** partea II, 99—110, 1964.
3. BORCOŞ, M.: Observaţii în legătură cu determinarea condiţiilor termodinamice de formare a unor filoane şi zăcăminte hidrotermale din regiunea Munţilor Metaliferi (I) Sectorul Zlatna. Stud. şi Cercet. de geol. **X, 1,** 229—245, 1965.
4. BORCOŞ, M.: Observaţii în legătură cu determinarea condiţiilor termodinamice de formare a unor filoane şi zăcăminte hidrotermale din regiunea Munţilor Metaliferi (II) Sector Brad-Bulza-Baia de Arieş. Stud. şi Cerc. Acad. R. S. R. **XII,** 1967, (im Druck).
5. CIOFLICĂ, GR.: Studiul geologic şi petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Băiţa (Baia Mare). An. univ. C. I. Parhon, Ser. Şt. Nat. **XI,** 67—79, 1956.
6. GHIŢULESCU, T. P.: Distribution de la minéralisation dans les gisements d'âge tertiaire de Transylvanie. Bul. Soc. Rom. Géol. **II,** 56—104, 1935.
7. GHIŢULESCU, T. P.—SOCOLESCU, M.: Étude géologique et minière des Monts Métallifères. An. Inst. Geol. Roum., vol. **XXI,** 181—464, 1941.
8. GHIŢULESCU, T. P.—BORCOŞ, M.: Incadrarea funcţională a magmatismului alpin din Munţii Metaliferi. Studii şi Cerc. de Geol., Acad. R. S. R., Nr. **2,** 367—379, 1966.
9. GIUŞCĂ, D.: Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. Acad. R. P. R. Stud. Cerc. Geol. **V,** 3, 499—507, 1960.
10. PÁLFY, M.: Geologische Verhältnisse und Erzgänge der Bergbaue des Siebenbürgischen Erzgebirges. Jarb. der Kgl. Ung. Geol. Landesanstalt. f. 1911, **XVIII** b. 229—524, 1912.
11. PÁLFY, M.: Die montangeologischen Verhältnisse von Nagybánya Bórpatak, Felsőbánya und Kisbánya. Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Anst. f. 1915, 432—456, 1917.
12. PAUCĂ, M.: Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord şi est de Baia Mare. Com. Geol. D. S. **XXXIX,** (1952—1953), 55—69, 1955.
13. RĂDULESCU, D.: Contribuţii la cunoaşterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. Stud. şi Cercet. de Geol., Acad. R. P. R., Tom. **VI,** 299—350, 1960.
14. RĂDULESCU, D.: Probleme ale vulcanismului terţiar în Munţii Călimani-Gurghiu-Hărghita. Stud. şi Cerc. de Geol. **2,** 355—368, 1962.
15. RĂDULESCU, D.—VASILESCU, AL.—PELTZ, S.—PELTZ, M.: Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a Munţilor Gurghiu. An. Com. Geol. vol. **XXXIII,** 87—133, 1964.
16. RĂDULESCU, D.—BORCOŞ, M.: Vedere de ansamblu asupra desfăşurării vulcanismului neogen din România. D. d. S., Inst. Geol. Bucureşti, (im Druck).
17. TEODORU, I.—TEODORU, C.: Faciesuri de metamorfism hidrotermal în căldarea Munţilor Călimani. D. d. S. Com. Geol. Inst. Geol. **III,** (1964—1965), Partea Ia, 165—178, 1966.
18. TÖRÖK, Z.: Probleme teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe. Acad. R. P. R. — Fil. Cluj. Studii şi Cercet. de Geol.-Geogr., **VII,** 1—4, 71—87, 1956.

LATE-SUBSEQUENT, ALPINE MAGMATISM IN ROUMANIA

By

D. RĂDULESCU and M. BORCOŞ

Abstract

Correlation and interpretation—at a level of over-all synthesis—of all data so far available on the products of Tertiary volcanism in Roumania have shown that the petrochemical features of the assemblages of rocks as well as the general way of evolution of the phenomena represent such essential elements as may help to explain the geological development of all the respective areas. On the basis of these considerations, three cycles of activity readily permitting correlations in the vast areas of Tertiary volcanism of this country have been distinguished.

The structural control of the various geological units—the presence of an eugeosyncline in the Apuseni Mts. and of a miogeosyncline in the Western Carpathians—may explain the particular features of volcanism in each area, unless the admitted limits of the correspondence revealed are transgressed.

In the light of recent geochemical data the opinion concerning the formation of Tertiary magma by a "palingenesis due to plunging" becomes more and more difficult to support.

The metallogenetic processes associated with these cycles in the various regions are strikingly different one from another both as to the date of their appearance and to their position (emplacement) within the volcanic structure. From this point of view, the correlation of the volcanic areas still meets with some difficulties.

ПОЗДНЕСУБСЕКВЕНТНЫЙ АЛЬПИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ В РУМЫНИИ

Д. РЭДУЛЕСКУ и М. БОРКОШ

Резюме

При корреляции и интерпретации на уровне обобщений всех данных, полученных до сих пор о продуктах третичного вулканизма в Румынии, было установлено, что петрохимические характеры ассоциаций горных пород и общие характеристики развития соответствующих процессов представляют собой важные элементы, которые могут способствовать объяснению геологического развития всех аналогичных регионов. На этом основании были выделены три цикла магматической деятельности, сопоставление которых между собой вполне возможно на широких площадях развития третичного вулканизма в Румынии.

Структурный контроль разных геологических районов — присутствие эвгеосинклинали в горах Апусень и миогеосинклинали в Восточных Карпатах — мог бы объяснить своеобразные признаки вулканизма в отдельных регионах. Однако, при этом надо быть осторожным, чтобы не переступать предполагаемые границы установленных приуроченностей.

Что касается мнения об образовании третичных магм в результате надвигового полигенеза, то с учетом новых геохимических данных становится все труднее и труднее подтвердить такое представление.

Приуроченные к упомянутым циклам металлогенические процессы явно различаются между собой в различных регионах как в отношении времени своего появления, так и в отношении своего положения в вулканической структуре. С такой точки зрения корреляция вулканических регионов еще встречается с некоторыми трудностями.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 153—160 (1967)

DIE ENTWICKLUNG DES LARAMISCHEN MAGMATISMUS IN RUMÄNIEN

Von

G. CIOFLICĂ

GEOLOGISCHES STAATSKOMITEE, BUCUREŞTI

Die alpinen subsequenten Magmatite umfassen: a) Vulkanite des Senons Daniens; b) Plutonite, Subvulkanite und seltener Vulkanite (laramischen Magmatite); c) neogene Vulkanite.

Auf dem Gebiet Rumäniens weist der Vulkanismus des Senon-Daniens eine mässige Entwicklung auf und erzeugte insbesonders Andesitgesteine. Er eröffnet in Rumänien den Zyklus des alpinen subsequenten Magmatismus und ist mit der subherzynischen Tektogenese verbunden.

Die laramischen Magmatite bilden unregelmäßige Körper, Intrusivlager Sphänolite, Dykes, und sporadisch Lavaergüsse. Sie entwickeln sich längs einem System laramischer N—S oder NNE—SSW streichen der Brüche gestaffelter Anordnung.

Die Hauptmasse der Intrusivkörper wird von Graniten, Granodioriten, Quarzdioriten, Pyroxendioriten häufig mit Abscheidungen viel saurer oder basischerer, seltener schwach alkalischer Gesteine gebildet. In Verbindung mit den subvulkanischen Körpern treten etwas ältere vulkanische Produkte (Rhyolithe, Dazite, Andesite) auf. Die Schlierenstruktur stellt eine Eigenheit der Intrusivkörper der laramischen Provinz dar.

Die Entwicklung der Magmen verfolgt im allgemeinen die Richtung der subalkalischen Differenzierung, gegen die schwachbasischen Glieder zu wird das Auftreten von schwach alkalischen Magmentypen bemerkt.

Äußerst charakteristisch für die laramischen Intrusivkörper sind die in den umgebenden Formationen hervorgerufenen Umkristallisations- und Metasomatoseprozesse. Die Wirkungen dieser Prozesse äußern sich durch verschiedene Hornfels-, Skarn-, Pseudoskarn-Typen und Fazies der hydrothermalen Metamorphose (Fazies mit Epidot und Albit, Fazies mit Serizit und Chlorit, Fazies mit Montmorillonit und Fazies mit Zeolith). Diese werden von einer ganz eigenen pyrometasomatischen und hydrothermalen Metallogenese begleitet.

Der alpidische tektono-magmatische Zyklus des karpatischen Systems in Rumänien umfaßt nur Produkte des initialen — und des subsequenten Magmatismus; die synorogene magmatische Phase ist nicht bekannt.

Der initiale Magmatismus ist durch submarine Ergüsse basischer Laven, verbunden mit subvulkanischen Körpern ultrabasischen, Gabbro- und Doleritgesteinen, häufig mit einer offenkundigen Pseudostratifizierung vertreten. Er ist vorherrschend tholeiitischer Natur und äußert sich längs der tiefen Brüche in den mesozoischen Trögen.

Der subsequente Magmatismus umfaßt drei deutlich umrissene Sequenzen, u. zw. sowohl vom petrographischen Standpunkt aus als auch von dem des strukturellen Rahmens aus, in dem sich diese entfalteten:

— der frühsubsequente Magmatismus, der die vorwiegend andesitischen mit der subherzynischen Tektogenese verbundenen vulkanischen Produkte des Senon-Danians erzeugte,

— der »sensu stricto« subsequente Magmatismus, der im allgemeinen auf den laramischen Brüchen lokalisierte hypoabissische und plutonische Eruptivkörper erzeugte; diese Produkte gehören der laramischen (Banatit-) Provinz an,



Abb. 1. Verbreitungszone der laramischen Magmatite und Vulkanite des Senon-Danians. 1. Laramische Eruptivkörper; 2. Vulkanite des Senon-Danians

— der spätsubsequente Magmatismus, der sich längs der Brüche in den Becken mit neogener Molasse und in der Suturzone des Transylvanischen Bekkens mit dem Kristallin der Ostkarpaten äußerte; er erzeugte einen bedeutenden Vulkanismus, dessen Produkts die neogene vulkanische Provinz bilden.

Die Produkte des laramischen Magmatismus sind im westlichen Teil Rumäniens zwischen dem Crișul-Repede-Fluß und der Donau gut vertreten, wo sie eine bedeutende (ungefähr 280 km lange und 40—80 km breite), NNO—SSW streichende Zone bilden. Sie setzen sich südlich der Donau zwischen Majdanpek

und Pirot (Jugoslavien) und in Srednagora (Bulgarien) fort. Diese Zone laramischer Produkte beschreibt im ganzen einen weiten Bogen, dessen Krümmung mit jenem Teil übereinstimmen würde, der die karpatische und balkanische Gebirgskette verbindet (Abb. 1).

In der Zone des laramischen Magmatismus treten oberkretazische Depressionen auf, in denen die Ablagerungen des Senons und Danians Pyroklastitenlagerungen und Lavaergüsse enthalten und so das Aussehen vulkanogen-sedimentärer Komplexe annehmen. Auf dem Gebiet Rumäniens (Tabelle 1) trifft man

Tabelle 1

Paläozän-Untereozän		*a)* Porphyr- und Lamprophyrgänge. *b)* Granite, Granodiorite, Quarzdiorite, Pyroxendiorite mit Abscheidungen von Gabbro, Granogabbro, Syenogabbro, Melagabbro, Syenodiorit, Quarzmonzonit, Olivingabbro. *c)* Rhyolithe, Dazite, Andesite.	In Form subvulkanischer und plutonischer Eruptivkörpern. Im allgemeinen subvulkanischer Natur.
Danian		Pyroxenandesite, Pyroxen-Hornblendeandesite, Hornblende-Biotitandesite, Biotitandesite, quarzführende Andesite, Pyroklastite.	Starke vulkanische Tätigkeit; mäßige Ausbreitung vulkanischer Produkte.
Senon	Maestrichtian	Pyroklastite, Andesite	
	Campanian	Tuffe	Schwache vulkanische Tätigkeit; außerordentlich verminderte Ausbreitung der vulkanischen Produkte.
	Santon	Tuffe	
	Coniacian	Tuffe	
Ober-Turon		Tuffe	

solche mit dem Santon, dem Campanian und den Maestrichtian-Ablagerungen verbundene vulkanische Produkte im Apuseni-Gebirge an, u. zw. im Vlădeasa-Massiv (GIUȘCĂ, 1950), Roșia-Becken (PREDA, 1957, VICTORIA MIHĂILESCU, 1966), Borod- und Cornițel-Gebiet (GIVULESCU, 1954) und im östlichen Rahmen des Gilău-Massivs (TĂTĂRÎM-VLAICU NIȚA, 1963). Sie sind durch Andesitergüsse und Pyroklastite vertreten. Im Rusca-Montană-Becken treten Pyroxenandesite, Pyroxen-Hornblendeandesite, Hornblende-Biotitandesite, quarzführende Andesite und Pyroklastite in Form von Einschlüssen in den kontinentalen, wahrscheinlich dem Danian angehörendenen Ablagerungen auf (DINCĂ, 1959, 1960). Mit den oberkretazischen (Oberturon-Maestrichtian) Ablagerungen verbundene Tuffe werden auch aus dem Flysch der Ostkarpaten gemeldet (MURGEANU u. Mitarbeiter, FILIPESCU u. Mitarbeiter, 1961).

Haben die vulkanischen Produkte oberkretazischen Alters in Rumänien eine mäßige Entwicklung, so haben sie dafür eine weite Verbreitung im Eruptivkörper von Timok (Jugoslavien) und in Srednagora (Bulgarien).

Im Eruptivkörper Timok bilden diese vulkanischen Produkte die Hauptmasse der Ausbrüche, während die laramischen Plutonite weniger zahlreich sind; sie stellen nur 3% des Gesamteruptivkörpers dar (DROVENIK u. Mitarbeiter, 1963). Die vulkanische Tätigkeit des Senons erzeugte vor allem Hornblendeandesite, Hornblende-Biotitandesite, Pyroxen-Hornblendeandesite, Hornblende-Biotitdazite, Hornblendedazite und weniger Latite und Trachyandesite. Diese Vulkanite sind mit einer bedeutenden Masse pyroklastischer Produkte verbunden (DROVENIK u. Mitarbeiter, 1963).

In Srednagora ist der Vulkanismus des Senons durch die weitgehende Entwicklung der Pyroxen-Hornblendeandesite und durch die geringere Entwicklung der Basaltandesite, Trachyandesite, Burgasite (basische Alkaligesteine) und der Liparite gekennzeichnet; sie sind von Pyroklastiten, Breccien und Tuffiten begleitet (DIMITROW 1965, VASILEW und STANIŠEWA, 1965, BORISOW, 1965).

Hervorzuheben ist die Tatsache, daß sich die vulkanische Tätigkeit des Senons unter submarinen Bedingungen entwickelt hat und im allgemeinen einen explosiven Charakter hatte. Sie erzeugte insbesondere andesitische Gesteine und in geringerem Maße saure Gesteine; aus Srednagora (Bulgarien) und Timok (Jugoslavien) werden Alkaliprodukte (Trachyandesite, Alkaliandesite) erwähnt.

Der Vulkanismus der oberen Kreideformation (Senon-Danien) der von GIUSCĂ, CIOFLICA und SAVU (1965, 1966) als der subherzynischen Provinz angehörend betrachtet wird, eröffnete den Zyklus des subsequenten alpinen Magmatismus. Er ist mit den subherzynischen Dislokationen verbunden und geht dem laramischen Magmatismus voraus.

Der laramische Magmatismus ist in Rumänien durch Subvulkanite und plutonite verschiedener Form und Struktur, seltener durch vulkanische Produkte vertreten. Diese Eruptivkörper befinden sich fast unmittelbar auf den laramischen Dislokationen.

Die laramischen vulkanischen Produkte (Rhyolithe, Dazite, Andesite, Pyroklastite) befinden sich stets in Assoziation mit subvulkanischen Eruptivkörpern und sind den mit oberkretazischen Ablagerungen ausgefüllten Senkungsgebieten (Remeți-Roșia-Vlădeasa-Borod-Cornițel-Becken) im Apuseni-Gebirge eigen. Die Lavaergüsse befinden sich diskordant über den oberkretazischen Formationen. Die subvulkanischen Eruptivkörper dieser Assoziation durchziehen die Vulkanitenmasse und die oberkretazischen Ablagerungen, die sie metamorphosieren.

Für die Gebiete mit laramischen Brüchen außerhalb der oberkretazischen taphrogenen Becken sind zuweilen mit Plutoniten verbundene subvulkanische Eruptivkörper charakteristisch. Diese Eruptivkörper ordnen sich an mehrere

NNO—SSW streichende Alignements an, die von GIUSCĂ, CIOFLICĂ, und SAVU (1965, 1966) für das zwischen dem Crișul-Alb-Tal und der Donau gel gene Gebiet als repräsentativ betrachtet werden. Im Drocea-Gebiet befinden sich zwei solcher Alignements [a. Săvărșin-Căzănești; b. Cerbia-Măgureaua Vaței], und im Banat und Poiana-Ruscă-Gebiet treten drei Alignements auf [a. Moldova Nouă-Bocșa Română-Nădrag-Zolt, mit der Nebenverzweigung Surduc-Ocna de Fier; b. Berzasca-Bozovici-Lidenfeld-Ruscă Montană; c. Lăpușnicel-Armeniș]. Die beiden ersten Alignements im Banat und im Poiana-Ruscă-Gebiet setzen sich südlich der Donau, in Jugoslavien und Bulgarien fort.

Die laramischen Intrusionen bilden insbesondere unregelmäßige Körper, intrusive Läger, Sphänolithe, und Dykes. In einigen Gebieten, wie z. B. zwischen Moldova Nouă und Oravița (Banat), Măgureaua Vaței (Drocea-Gebiet), treten nur die Ausläufer von Eruptivkörper größeren Ausmaßes zutage, da die Erosion schwach entwickelt ist. In anderen Gebieten, z. B. in Băița Bihorului (Bihor-Gebiet) ist der plutonische Körper nicht durch Erosion aufgeschlossen, er wurde vielmehr durch Tiefenbohrung erforscht.

Granite, Granodiorite, Quarzdiorite oder Pyroxendiorite bilden die Hauptmasse der Intrusivkörper; an diese schließen sich eine Reihe von Porphyr- und Lamprophyrgänge an. Es ist interessant, die Struktur dieser Eruptivkörper hervorzuheben, weil sie eine gering entfaltete rudimentäre Differenzierung verraten, die unfähig ist, Aspekte gut ausgeprägter Stratifizierung zu erzeugen. In diesem Sinne wird die »Schlieren-Struktur« hervorgehoben, die bis zur Abscheidung von Gesteinen verschiedener Ausmaße in der Masse des Intrusivkörpers gehen kann.

Ist der Eruptivkörper das Ergebnis einer einzigen Intrusion, können mehrere Aspekte auftreten und zwar:

— Eine Hauptmasse aus Graniten gebildet in denen Adamellit- und Granodioritabscheidungen auftreten.

— Eine aus Granodioriten mit sauereren oder basischeren, selten schwachalkalischen (Monzonite, Syenodiorite) Gesteinsabscheidungen gebildete Hauptmasse.

— Eine aus Quarzdioriten mit Granodiorit- und Granitabscheidungen gebildete Hauptmasse.

Neben Eruptivkörpern mit derartigem strukturellem Aussehen werden auch zusammengesetzte Eruptivkörper angetroffen, die infolge einer Reihe von Intrusionen (Quarzdiorite, Granodiorite, Granite) entstanden sind.

Die Entwicklung der Magmen, die diese Produkte erzeugten, verfolgt im allgemeinen die Differentiationslinie der subalkalischen Serie. Gegen die schwachbasischen Formen hin ist jedoch das Auftreten gewisser Magmen (natronsyenitischer, monzonitischer, essexitischer Typus) mit Affinitäten für die alkalische Serie zu bemerken, die eigentlich nur einen zufälligen Aspekt der Differentiation darstellt. Sie entsprechen den Abscheidungen schwachalkali-

scher Gesteine (Monzonite, Syenodiorite — Na_2O = 4,09—7,8) und Gabbros, die in den granodioritischen Eruptivkörpern von Bocșa Română, Ocna de Fier und Surduc in Banat (CODARCEA, 1931, CONSTANTINOFF, 1956, 1965) erwähnt wurden.

Durch solche Gesteinsassoziationen erinnern die Produkte des laramischen Magmatismus in Rumänien an jene im Timok-Massiv (Jugoslavien) und Srednagora (Bulgarien) doch ist den laramischen Produkten in Jugoslavien und ganz besonders in Bulgarien die weitgehende Entwicklung der alkalischen Gesteine (Gabbro, Gabbro-Pyroxenite) eigen, die meistens die Hauptmasse der Eruptivkörper bilden (DROVENIK und Mitarbeiter, 1963, DIMITROW, 1965, BOYADJIEW, 1965, VASILEW und STANISEWA, 1965).

Auf dem Gebiet Rumäniens äußerte die Tätigkeit des laramischen Magmatismus ihre größte Intensität im Paläozän und setzte sich über mehrere Pulsationen bis zum Ende des Untereozäns fort. Zum Unterschied vom Magmatismus in der Oberkreide (Senon-Danian) mit seinem ausschließlich vulkanischen Charakter erzeugte der laramische Magmatismus vorherrschend subvulkanische und plutonische Eruptivkörper und schloß mit einem Komplex von Eruptivgängen.

Äußerst charakteristisch für die laramischen Subvulkanite und Plutonite sind die Umkristallisations- und Metasomatoseprozesse in der Metamorphoseaureole, die sich in den kristallinen Schiefern, paläomesozoischen Sedimentärablagerungen und jurassischen Ophiolithen gebildet haben. Im großen und ganzen äußern sich die Wirkungen dieser Prozesse in verschiedenen Hornfelsarten, Skarnen, Pseudoskarnen und verschiedenen Fazies der hydrothermalen Metamorphose (Fazies mit Albit und Epidot, Fazies mit Serizit und Chlorit, Fazies mit Montmorillonit, Fazies mit Zeolithe). Daneben werden noch die hydrothermalen Neoformationen von Kalifeldspat und Anhydrit erwähnt, die in den von den granodioritischen Eruptivkörpern erzeugten Produkten hydrothermaler Umsetzung in Moldova Nouă (Banat) erkannt wurden (JANA GHEORGHIȚĂ, FELICIA DUMITRESCU, 1962, IANOVICI, GIUȘCĂ und JANA IONESCU, 1965).

In der Metamorphoseaureole treten Eisen-, Bor-, Molybdän-, Bismut-, Blei-Zink- und Kupfervererzungen pyrometasomatischer und hydrothermaler Natur auf, die der laramischen Metallogenese gleichfalls eine besondere Eigenart aufprägen.

LITERATUR

1. BOYADJIEW, ST.: Der Plovdiv Pluton. Karpato-Balkanische Geologische Assoziation, VII. Kongress, Sofia. Exkursionführer **B.**, 39—40, 1965.
2. BORISOW, I. V.: Alkaligesteine neuen Typs (Burgasite) nördlich der Stadt Burgas. Karpato-Balkanische Geologische Association, VII. Kongress. Sofia, Exkursionführer **B.**, 61—64, 1965.
3. CODARCEA, AL.: Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montana (jud. Caraș, Banat). An. Inst. Geol. Rom., **XV**, 1—425, 1931.

4. CONSTANTINOFF, D.: Raport de cartare geologică asupra regiunilor Fîrling-Ezeriș-Zorlentul Mare și Forotic-Surducul Mare (Banat). Arh. Inst. Geol. 1956.
5. CONSTANTINOFF, D.: Contribuțiuni la studiul geologic și petrografic al banatitelor (Masivul Bocșei), 1965. (unter Druck).
6. DIMITROW, C.: Die Srednogorie. Karpato-Balkanische Geologische Assoziation, VII. Kongress, Sofia, Exkursionführer **B.**, 3—8, 1965.
7. DINCĂ, AL.: Raport geologic — regiunea Rusca Montană. Arh. Com. Geol. București. 1959.
8. DINCĂ, AL.: Raport geologic — prospecțiuni pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană. Arh. Com. Geol. București. 1960.
9. DROVENIK, M.—ANTONIEVIĆ, I.—MIĆIĆ, I.: Some new views on the magmatic phases and geological structure of the Timok Eruptive Area. Instit. for Geol. and Geophys. Research, Beograd, 51—78, 1963.
10. GHEORGHIȚĂ, JANA—DUMITRESCU, FELICIA: Studiul petrografic al zăcămîntului Moldova Nouă. Arh. Com. Geol. București, 1962.
11. GIUSCĂ, D.: Le massif éruptif de la Vlădeasa. An. Com. Geol., **XXIII**, București, 199—253, 1950.
12. GIUȘCĂ, D.—CIOFLICA, G.—SAVU, H.: Les caractères chimiques des roches de la province banatitique. Karpato-Balkanische Geologische Assoziation, VII. Kongress, Sofia, Part. **III**, 291—297, 1965.
13. GIUSCĂ, D.—CIOFLICA, G.—SAVU, H.: Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. An. Com. Geol., **XXV**, 13—45, 1966.
14. GIVULESCU, R.: Contribuțiuni la studiul Cretacicului superior din bazinul Borodului. Stud. și cercet. St. Acad. R. P. R., filiala Cluj, **V**, 1954.
15. IANOVICI, V.—GIUSCĂ, D.—IONESCU, JANA: Géochimie de processus d'altération hydrothermale des roches banatitiques de Moldova Nouă (Banat). Carpatho-Balkan Geological Association, VII. Congres, Reports, Part. **III**, Sofia, 303—309, 1965.
16. KRÄUTNER, G. H.: Faciesul zeolitic al metamorfismului hidrotermal banatitic și module său de prezentare în regiunea Ruschița. Stud. și cercet. de geologie, geofizică, geografie, seria geologie, nr. **I**, 207—216, 1966.
17. MIHĂILESCU, VICTORIA: Studiul geologic al bazinului Roșia (Munții Pădurea Craiului). Memorii Inst. Geol. al Com. de Stat al Geologiei 1966.
18. MURGEANU, G. și colab.,—FILIPESCU, G. M. și colab.: Privire generală asupra flișului cretacic de la curbura Carpaților. Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V, Ghidul excursiilor B — Carpații Orientali, București. 3—98, 1961.
19. PREDA, I.: Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (Munții Pădurea Craiului). Edit. Acad. R. S. R. București. 1957.
20. VASILEW, L.—STANIŠEWA, G.: Trachyandesite und trachyandesitpyroklastite aus der Poda-Gegend südlich der Stadt Burgas. Karpato-Balkanische Geologische Assoziation VII. Kongress, Sofia; Exkursionführer **B.**, 52—54, 1965.
21. VASILEW, L.—STANIŠEVA, G.: Die Leucosyenite aus den südöstlichen Teilen des Rosen-Plutons. Karpato—Balkanische Geologische Assoziation, VII. Kongress, Sofia; Exkursionführer **B.**, 54—56, 1965.
22. VLAICU-TĂTĂRÎM NIȚĂ: Stratigrafia Eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj. Edit. Acad. R. P. R. 1963.

ON THE EVOLUTION OF LARAMIAN MAGMATISM IN ROUMANIA

By

G. CIOFLICĂ

Abstract

The alpine, subsequent magmatites include: a) volcanites of Senono-Danian age; b) plutonites, subvolcanites, and sporadic Laramian (banatitic) volcanites; c) Neogene volcanites.

In Roumania the Senono-Danian volcanism underwent moderate development and produced mainly andesite rocks. It initiated the cycle of the alpine, subsequent magmatism and was controlled by sub-Hercynian tectogenesis.

The Laramian magmatites form irregular bodies, intrusive sheets, sphenolites, dykes, and sporadic lava flows. They have developed along a system of N—W- or NNE—SSW-striking faults of stepped arrangement.

The intrusive bodies are made up of granites, granodiorites, quartz diorites, pyroxenic diorites associated with more acid or more basic and, sometimes, alkalescent rock types. The subvolcanic bodies are accompanied by somewhat older products of volcanism (rhyolite, dacite, andesite). The "schlieren" structure is a feature typical of the intrusive bodies of the Laramian realm.

The evolution of magma follows, as a rule, the trend of subalkaline differentiation: slightly alkaline types of magma are observed to appear towards the slightly basic members.

The recrystallization and metasomatic processes provoked in the country rock are very characteristic features of the Laramian intrusives. Manifestations of these processes are various types and facies of hornfels, skarn, and pseudoskarn resulting from hydrothermal metamorphism (facies with epidote and albite, facies with sericite and chlorite, facies with montmorillonite, and facies with zeolite). These products are associated with a quite specific pyrometasomatic and hydrothermal metallogenesis.

О РАЗВИТИИ ЛАРАМИЙСКОГО МАГМАТИЗМА В РУМЫНИИ

Г. ЧОФЛИЦА

Резюме

Последовательность формирования магматитов альпийской фазы сводится к следующему: а) вулканиты сенона-датского яруса; б) плутониты, субвулканиты и, реже, ларамийские (банатитовые) вулканиты; в) неогеновые вулканиты.

На территории Румынии развитие сеноно-датского вулканизма было умеренным, причем образовались в особенности андезитовые породы. Сеноно-датский вулканизм в Румынии ознаменовал начало последующего цикла альпийского магматизма и был связан с субгерцинским тектогенезом.

Ларамийские магматиты образуют неправильные тела, интрузивные покровы, сфенолиты, дайки и спорадические лавовые потоки. Они развиты вдоль системы ларамийских разломов ступенчатого распределения, простирающихся с С на Ю и с ССВ на ЮЮЗ.

Интрузивные тела представлены, в основном, гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и пироксеновыми диоритами, которые часто сопровождаются выделениями гораздо более кислых или более основных, реже-слабо щелочных горных пород. Субвулканическим телам сопутствуют несколько более древние вулканические продукты (риолиты, дациты, андезиты). Шлировая структура представляет собой своеобразный признак интрузивов ларамийской области.

Развитие магм происходит, как правило, в направлении субщелочной дифференциации; по мере приближения к слабо основным членам дифференциационного ряда наблюдается постепенно появление слабо щелочных типов магмы.

Для ларамийских интрузивов весьма характерны вызываемые во вмещающих их толщах процессы перекристаллизации и метасоматоза. Продуктами таких процессов являются разные типы роговиков, скарнов и псевдоскарнов и разные фации гидротермального метасоматоза (эпидото-альбитовые, монтмориллонитовые, серицито-хлоритовые и цеолитовые). К ним приурочена весьма своеобразная пирометасоматическая и гидротермальная металлогения.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 161—180 (1967)

DIE NEOVULKANITE UNGARNS

Von

E. Szádeczky-Kardoss,
Gy. Pantó,
T. Póka
GEOCHEMISCHES FORSCHUNGS-LABOR. D. UNG. AKAD. D. WISS., BUDAPEST

G. Pantó
STAAT. GEOL. ANST. UNGARNS, BUDAPEST

V. Széky-Fux,
J. Kiss,
I. Kubovics
EÖTVÖS L. UNIVERSITÄT, BUDAPEST

Der tertiäre Vulkanismus beginnt im Paläogen am W- und N-rand des zentralen pannonischen Beckens (Transdanubien und bei Recsk in der NO-Mátra), mit kleineren Biotit- und Amphibolandesit- sowie Pyroklastit Durchbrüchen.

Am Anfang des Neogens dehnte sich die Magmentätigkeit auf die ganze Nordhälfte der pannonischen Mantelwölbung (Zwischenmasse) aus. Während des Miozäns wurden dreimal sauere, sehr gasreiche ignimbritische Fluttuffprodukte — wahrscheinlich aus ziemlich oberflächennahen Magmakammern — gefördert. Besonders mächtig war die Ignimbritproduktion des mittleren (tortonischen) Horizontes, dessen Zentrum als Mitteltisza-Vulkan bezeichnet werden kann. Die geförderte Stoffmenge — etwa 20 000 km^3 innerhalb Ungarns — ist etwa zehnmal größer als die des ganzen andesitischen Randvulkanismus.

Alternierend mit diesen rhyolith-rhyodazitischen Bildungen, aber zumeist nur an den Randzonen des sich einsenkenden Beckens wurden andesitische Pyroklastika und Laven hauptsächlich entlang Spaltenvulkanen gefördert. Diese bildeten drei große gemischte bzw. Strato-Vulkane (Dunazug-Börzsöny, Cserhát-Mátra, Tokaj [-Prešov] Vulkane) hauptsächlich während des Tortons, im Tokajgebirge aber auch im Sarmat. Auch dabei ist ein allmählicher Zuwachs und — nach einem (der zentralen ignimbritischen Haupteruption folgenden) Höhepunkt — eine langsame Abnahme der vulkanischen Tätigkeit feststellbar. Die ersten Produkte des Randvulkanismus entstammen wahrscheinlich aus tieferen — etwa als primäre Magmenkammer zu betrachtenden — Mantelteile.

Es ist aber annehmbar, daß in den leichter löslichen z. B. karbonatischen Nebengesteinen Erweiterungen der Zufuhrskanäle, sogar echte sekundäre Magmenkammern entstanden sind. Die Existenz solcher sekundärer Magmenkammern wird durch den Karbonatgehalt, ferner durch die rekurrente Zonalität der Plagioklase und rekurrente Umwandlungsreihe der Pyroxene sowohl im Börzsöny, wie auch im Mátragebirge angedeutet.

Diese ersten Bildungen des Randvulkanismus sind chemisch oft den zentralen saueren Vulkanismus noch gewissermaßen verwandt. Sie bilden — wenigstens im Dunazug-Börzsöny — sauere granatführende biotitdazitische und Biotitandesit Lakkolithe und Ergüsse. Die tortonischen Hauptförderungsprodukte des Randvulkanismus sind durch basischere, andesitische Laven representiert.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser Orthomagmatite ist hauptsächlich durch die Abkühlungsgeschwindigkeit des Magma bestimmt. Steilere Anfangsabschnitte der Abkühlungskurve ergibt Amphibol- oder Biotitandesite, sogar Amafite und Mikroandesite, flache Kurven dagegen Pyroxenandesite. Größe der abkühlenden Magmenmasse und vorherige Erwärmungsverhältnisse sind dabei wichtige Faktoren. (Siehe S. 245 in diesem Band.) Dementsprechend stellen die in Ungarn stets nur aus kleineren, sich rasch abkühlenden Magmenmassen bestehenden paläogenen Vulkanite zumeist Amphibol- und Biotitandesite dar. Die Vulkanite des Börzsönygebirges mit mittelgroßen Magmenmassen in einem vorher magmatisch nicht erwärmten Gebiet, sind hauptsächlich amphibolandesitischer Zusammensetzung. Die auf den durch vorheriger ignimbritischer Vulkantätigkeit aufgedrungenen mächtigen Magmenmassen des Mátragebirges mit flacheren Abkühlungskurven haben zumeist pyroxenandesitische Zusammensetzung. Die Andesite des Tokajgebirges sind auch bei saueren Chemismus meist Pyroxenandesite, sogar die Dazite sind öfter Pyroxendasite als Amphibol-

dazite, entsprechend der sehr intensiven vorausgehenden ignimbritischen Erwärmung dieses Gebietes.

Anfangs und in den Zentralteilen sind die Gesteine des Randvulkanismus durch nasse Sedimente oft zu Hypo- und Endometamagmatite (»hydrothermal«) umgewandelt, in denen nebst Feldspate zumeist Tonmineralien, und Zeolite, nebst oder statt Pyroxen, Amphibol und Biotit aber Chlorit, Glaukonit, Seladonit usw. erscheinen.

In den letzten Etappen des abklingenden Vulkanismus wurden die jüngeren Ergußgesteine oft kalimetasomatisiert, d. h. in Kalitrachyte, Sanidinite und Adularite übergeführt (Tokaj- und Mátragebirge). Dies wird durch das Erwärmungsmaximum der vulkanischen Aufstiegswege bei einer Abnahme der magmatischen Förderungsmenge bedingt, wodurch das Verhältnis der aus den Nebengesteinen aufgenommenen selektiv migrierenden Transvaporisationsprodukte zur Magmenmenge stark zunahm.

Der finale spätpliozäne, teils sogar wahrscheinlich pleistozäne Basaltvulkanismus nimmt eine randliche Stelle um den pannonischen Mantelwölbungsgebiet ein. Sein größtes zusammenhängendes Gebiet in Transdanubien hat selbst eine zonale Anordnung mit stets jüngeren und pyroklastitreichen Gliedern nach außen.

Der subsequente Vulkanismus des alpinen Zyklus in Ungarn kann in zwei Etappen geteilt werden: in eine untergeordnete paläogene früh- und in eine sehr stark entwickelte neogene spätsubsequente Folge. Äquivalente Glieder eines noch früheren oberkretazeischen Vulkanismus, der so reichlich in W-Rumänien und besonders im Timok und Srednagora Gebiet vertreten ist, konnten bisher in Ungarn gar nicht nachgewiesen werden und spielen im Pannonischen Becken sicher keine oder höchstens nur eine sehr untergeordnete Rolle.

In dem neogenen spätsubsequenten Vulkanismus des Pannonischen Beckens können wieder zwei Hauptgruppen unterschieden werden. Der andesitische Vulkankranz erscheint stets am Rande der Mantelwölbung. Im inneren Teile des Beckens kommen aber zumeist ignimbritische rhyolithisch-rhyodazitische Gesteine vor, die als charakteristische Produkte der großen pannonischen Mantelwölbung zu betrachten sind. (Ignimbritische Gesteine scheinen sogar auch anderswo im allgemeinen bezeichnende Produkte der nicht orogenetisch gefaltenen intraorogenen Strukturen (»Zwischenmassen«, »Interniden«, »Zwischengebirge« usw.), z. T. Mantelwölbungen darzustellen.)

Der finale Basaltvulkanismus ist spätpliozänen, vielleicht auch pleistozänen Alters und erscheint zumeist als äußerstes Glied der ungarländischen Neovulkanite.

I. Frühsubsequenter paläogener Randvulkanismus

Die ältesten Spuren des Neovulkanismus in Ungarn kommen in Transdanubien und im Mátragebirge vor. In Transdanubien sind sie meist durch Andesittuffe (SW-Bakony: Padrag-Halimba; S-Bucht des Vértesgebirges: Lovasberény; Úrhida; Nord-Gerecse: Dorog—Lábatlan; Budaer Gebirge auch in Spalten des verkarsteten Dolomites) besonders im Barton (obereozäner Nummulitenkalk, Bryozenmengel) und im Oligozän (Kisceller

Ton) representiert. Im W- und S-Teil des Transdanubischen Mittelgebirges kommen hauptsächlich Amphibolandesittuffe, im O- und N-Teil zumeist Biotitandesittuffe vor. Sie bilden meist mit sedimentären Detritus vermengte Kristalltuffe. Die Übereinstimmung der Mineralkomponenten der Lovasberényer Tuffe mit den Andesiten der neckartigen Durchbrüche im Velenceer Gebirge und bei Szabadbattyán, ferner die Korngrößenabnahme der Tuffkomponenten von diesen Durchbrüchen sich entfernend, zeigt, daß die Amphibolandesittuffe und der Pyroxenandesittuff von Lovasberény etwa aus dem Velenceer Gebirge stammen mögen. Die Andesitdurchbrüche des Velenceer Gebirges können als neogene plasmatische Eruptionen betrachtet werden.

Ein obereozäner holokristallin-porphyrischer Biotitamphibolandesit-Subvulkankörper erscheint auch in den Bohrungen von Hahót und Ederics (Kom. Zala) in der SW-Fortsetzung dieses tektonischen Zuges.

In der NO-Fortsetzung desselben Zuges kommt der Recsk-Lahocaer Biotitamphibolandesitstock vor. Er stellt — wenigstens teilweise — einen in bartonische Ablagerungen eingedrungenen oder nach neueren Angaben durch die bartonischen Ablagerungen bedeckten lakkolithartigen Körper dar. Er kann somit entweder ober-eozänen, oder rupelischen Alters sein. Eine intensive Kupfervererzung (die berühmte Energitassoziation von Recsk) ist damit genetisch verbunden.

Neueste Literatur: Székv-Fux, 1957.

II. Der ignimbritische Mantelwölbungsvulkanismus

Das ignimbritische Komplex des Geotumors bildete drei mächtige miozäne Ausbrüche, entsprechend den drei »Rhyolithtuffhorizonten« der älteren Autoren. Als typische Fluttuffbildung stellen diese Horizonte wesentlich Festlandsbildungen dar.

1. *Der burdigal-helvetische Horizont* hat die kleinste areale Ausdehnung (6000 km^2). Seine Mächtigkeit ist 80 m im Durchschnitt und nimmt z. T. nach Norden ab, wahrscheinlich z. T. infolge nachträglicher Erosion. Sein Ausbruch fand am N-Rand des Mátragebirges, entlang einer ONO-streichenden Hauptbruchlinie statt, welche räumlich etwa die Fortsetzung der älteren Lahoca-Vererzung bildet. Das Gestein enthält zumeist 67,0—69,5 SiO_2, ist daher rhyolithischer Zusammensetzung und stellt mineralogisch meist einen Plagioklasrhyolith dar.

Auch im SW-Teil von Transdanubien sind unterhelvetische Biotit-Plagioklas-(Sanidin)-Rhyolithe in großer Ausdehnung (z. B. Bohrung von Szekszárd und Nagyszokoly, südlich von Siófok und in SW-Transdanubien z. B. bei Őriszentpéter) z. T. von perlitischer Ausbildung, bekannt.

2. *Der tortonische Fluttuffhorizont* hat die größte (etwa 40 000 km²) Ausbreitung. Die Mächtigkeit dieses Horizontes beträgt durchschnittlich 450 m, im Nordosten mehr als 700 m (Bohrung Nyíregyháza und Gelénes). Im Norden reicht er tief in das slowakische Gebiet hinein. Die Gesteine stellen von Rhyolith bis Dazit schwankend, hauptsächlich Plagioklas-Rhyolithe bzw. Rhyodazite dar. Infolge ihrer andesitischen Trümmergehalte und der nachträglichen Silifizierung schwankt der SiO_2-Gehalt von 64,5 bis 70%. Der Bimsteingehalt ist in diesem Horizont der gleichmäßigste.

3. *Der sarmatische Ignimbrithorizont* hat eine Ausdehnung von etwa 30 000 km². Seine Mächtigkeit (durchschnittlich etwa 300 m) schwankt stark (mehrere Explosionszentren?) Er scheint eine NO-streichende Zone zu bilden, die etwa als Ausfüllung eines vulkantektonischen Grabens zu betrachten ist. Ihre Mächtigkeit ist in der Mitte am größten, die auskeilenden Ränder sind dagegen aufwärts gebogen. Der Gehalt an SiO_2 schwankt von 65 bis 72%, was auch einer rhyolithischen-rhyodazitischen Zusammensetzung mit stärkster nachträglicher Silifizierung entspricht. Die mittlere petrographische Zusammensetzung ist etwa die folgende: 60% Bimstein, 30% stark glasige Grundmasse, 10% (meist zerbrochene) Phänokristalle.

Zu diesem Horizont können auch die Budapester (Nagytétény, Kőbánya) bentonitische Dazit-Rhyolithtuffe, ferner der Rhyolithtuff von Sárszentmiklós (in der Nähe westlich von der Donau) und das Gestein der Bohrung von Kulcs (verkieselter Plagioklas-Sanidin-Biotit-Rhyolith mit 75,4% SiO_2 und 1,7% H_2O, nicht gesichertes Alter!) gerechnet werden.

Neueste Literatur: G. PANTÓ, 1965.

III. Der jüngere (neogene) Randvulkanismus in Nordungarn

Das Alter des neovulkanischen Vulkankranzes der Geotumorränder in Ungarn nimmt von Westen nach Osten im Großen und Ganzen allmählich ab.

Die andesitischen Neovulkanite in Nordungarn bilden 3 große Vulkane von zumeist stratovulkanischem Charakter und einige kleinere separate peripherische Vorkommnisse. Die großen Vulkane sind die folgenden:

1. Der hauptsächlich amphibolandesitische Börzsöny-Dunazug Vulkan,
2. Der hauptsächlich pyroxenandesitische Cserhát-Mátra Vulkan,
3. Das hauptsächlich pyroxenandesitisch-rhyodazitische Tokajgebirge, als Südteil des Prešov-Vulkans.

Der stratovulkanische Charakter ist zumeist in den Peripherien der einzelnen Gebirge erhalten geblieben. In deren Zentren (aber teils auch in den Peripherien) sind meist subvulkanische Körperteile erschlossen.

Der Börzsöny-Dunazug Vulkan liegt inmitten des großen sog. »nordungarischen« oligozänen Troges. Der Mátra-Cserhát Vulkan erscheint an

dessen Rand, begrenzt durch älteren kristallinen bzw. permisch-mesozoischen (Cserhát, Ostmátra) Untergrund. Der Tokajvulkanteil ist dagegen an der etwa NW—SO gerichteten Grenze eines kleineren nördlichen Kristallins und eines größeren südlichen mesozoischen Untergrundes entstanden.

I. Der *Börzsöny-Dunazug* Vulkan ist heute durch die Donau in zwei Teile zerschnitten: Börzsöny-Gebirge im Norden, Dunazug-Gebirge im Süden.

Auf Grund der Pyroklastite und der Andesiteinschlüsse kann im Börzsöny-Dunazugvulkan im SW ein mesozoischer (triassischer kalkig-dolomitischer) und im NO ein kristalliner Untergrund mit Gesteinen vom Veporidentyp* unterschieden werden. Die tektonische Grenze dieser beiden Untergrundzonen von NON-licher Streichrichtung spielt eine entscheidende Rolle in der Entwicklung des Vulkans.

Vor dem Beginn der vulkanischen Tätigkeit trocknete der tief eingesunkene und hauptsächlich mit oligozänen Schichten bedeckte mächtige marine nordungarische Oligozäntrog z. T. aus. Die ersten Vulkanprodukte sind daher im Börzsöny auf unterhelvetische Festlandschotter aufgelagert.

Es ist ein zunächst allmählich zunehmender und nach den Paroxismus allmählich abnehmender Intensitätsgrad der Vulkantätigkeit feststellbar. Der Magmatismus verschiebt sich von Süden nach Norden und innerhalb des Börzsönygebirges von Osten nach Westen.

Die Vulkantätigkeit des Börzsönygebietes beginnt somit etwas später als im Dunazug Gebirge. Die ersten zusammenhängenden vulkanischen Produkte sind pilotaxitische Biotitandesite (mit grünen Amphibol, 68% SiO_2, 3% H_2O granatführende Biotitandesite, 61% SiO_2, 2% H_2O und granatführender Biotit-Quarzandesit — Csódiberg-Lakkolith: 64,8% SiO_2, 2,2% H_2O). Sie bilden Lakkolithe und kleine Lavaergüsse von unterhelvetischem Alter im Dunazug und mittelhelvetischem Alter im Börzsönygebirge, und erscheinen am SW- bzw. O-Rand des Vulkans. Der Oxydationsgrad dieser Gesteine ist der höchste in der ganzen Vulkanitserie. Dies und ihr Granatgehalt, ferner die häufige Bänderung dieser Gesteine weist auf eine lange Kontamination durch oberflächennahe meist oligozäne Gesteine (Zelenka, 1960.)

Im Dunazug Gebirge hat nach diesen Eruptionen ein vulkanischer Stillstand mit mariner Transgression während des oberen Helvets stattgefunden. Hier beginnt erst im Torton eine neue vulkanische Aktivität mit Bildung von Amphibol- und Pyroxenandesittuffen und mit untergeordneten Lavaergüssen (Stratovulkan Charakter). (Zumeist sind 56—58% SiO_2 bei etwa 2—4% Gesammtwassergehalt vorhanden.)

Im Börzsöny zeigen aber die unmittelbar auf den Daziten und saueren Andesiten folgenden ersten Pyroklastika auffallend große Kristalle von

* Der Hauptagglomerathorizont des Börzsönygebirges enthält auch Cordierit-Plagioklas-Gneis und Diorit.

Amphibol, Augit und Granat sowie u. a. ebenfalls grobe Amphibolkristalle führende Andesiteinschlüsse. Hier nimmt daher die Magmaaktivität sofort zu. Letztere zeigen, daß etwa in der Mittellinie des Börzsöny auch eine frühere grobkristalline Andesiteruption stattfand. Die Korngröße der Pyroklastika nimmt allmählich zu und geht in den paroxysmalen Hauptagglomerathorizont über. Der Agglomerathorizont enthält im Norden drei Hauptlavaergüsse. Der Nordteil des Börzsöny stellt daher einen Stratovulkan dar. Im Süden des Börzsönygebirges ist derselbe Horizont durch kleinere monogene Vulkankegel durchbrochen. Die Lavagesteine haben zumeist mikroholo-kristallinporphyrische, seltener pilotaxitische Struktur in denen die Maße der Mikrolithe mit Zunahme der Menge der Phänokristalle abnehmen (!), wobei sie glasreicher und gleichzeitig reicher an Amphibol werden. Die Lavagesteine sind durch Oxyamphibolphänokristalle mit Opazitrand (statt grünen Amphibol) und durch Labradorphänokristalle mit Bytownitkern (SiO_2-Gehalt um 55—56%, H_2O etwa 2%) charakterisiert. Hypersthen-Amphibolandesit mit wenig Pigeonit bildet den untersten Lavahorizont, hypersthen- und augitführendes Amphibolandesit den mittleren, und amphibolführender und amphibolfreier Hypersthen-Pigeonit-Augitandesit den oberen Lavahorizont.

Untersuchungen mit der Elektron-Mikrosonde zeigen, daß die frühen »Erzphänokristalle« aus Titanomagnetit (mit ilmenitischen Entmischungsprodukten) bestehen, dagegen die kleineren Einschlüsse der Hypersthene und die Erzmikrokristalle der Grundmasse Magnetite sind (Gy. Pantó, 1967).

Alle diese Gesteine entstammen wahrscheinlich einer tieferen (vielleicht primären) Magmakammer. An der tektonischen Grenze des mesozoischen und kristallinen Untergrundes entstanden aber allmählich auch höhere sekundäre Kammern, die eine Kontamination durch Kalkstein — mit Einwirkung des dissoziierten $CaO + CO_2$ und des Karstwassers — zeigen.

Die Tätigkeit dieser sekundären Kammern beschränkt sich auf den zentralen Teil des Börzsönygebirges, und bildet den zweiten Zyklus des Börzsönyvulkanismus. Sobald die sekundären Kammern entleert wurden, entstand eine längliche Kaldera von etwa 2—6 km Ausmasse parallel der Grenze des kristallinen und mesozoischen (kalksteinigen) Untergrundes. Die Gesteine dieses Zyklus sind sehr abwechslungsreich, enthalten Hypo-, Meta- und Orthovulkanite. Die orthomagmatischen Reste zeigen einen saueren Beginn mit allmählich basischer werdender Sukzession:

Biotit-Amphibol-Dazit	59% SiO_2	2,8% H_2O
Amphibolandesit	57% SiO_2	2,9% H_2O
Pyroxenführender Amphibolandesit	55% SiO_2	2,1% H_2O
Amphibolführender Pyroxenandesit	54% SiO_2	3,0% H_2O
Pyroxenandesit	53% SiO_2	2,0% H_2O

Die meisten dieser Andesite (auch die frischen) enthalten etwa 0,4—1,6% CO_2 in Form von Karbonatmineralien.

Die hypo- und metamagmatische Umwandlung zeigt gewissermaßen eine konzentrische Zonalität innerhalb der Kaldera. Zu innerst herrschen sulphidführende Hypo- und Metavulkanite mit chloritisiertem Uralit (Uralitisierung in der sekundären Magmakammer, Chloritisierung bei dem letzten Magmenaufstieg und an der Oberfläche). In einer folgenden Zone sind hauptsächlich Endometamagmatite mit Diabantit, Kalzit und Quarz, im Falle von oxydierten Teilen mit sog. »Iddingsit« vorhanden. In einer weiter nach außen folgenden Zone kommen Exometaandesite mit Tonmineralien, Kalzit und Goethit vor. Als äußerste Zone erscheinen Oxyandesite.

Der letzte (dritte) Zyklus des Börzsönyvulkanismus ist durch die Abnahme der Eruptionsfähigkeit gekennzeichnet. Er besteht hauptsächlich aus subvulkanischen Gang- und stockbildenden Orthoandesiten an den Rändern der Kaldera und am jüngsten W-Rand des Gebirges. Die ersten bilden ein dem Kalderaeinbruch folgendes radiales Gangsystem. Der sauere Beginn und die allmähliche basischere Folge — jetzt aber ohne sehr basische Endglieder — zeigt sich auch in diesem Falle: 1. granatführender (grüner) Amphibol-Biotit-Dazit mit 62% SiO_2, 1% H_2O. Biotit-Amphibolandesit (61% SiO_2, 2% H_2O). 3. Hypersthen-Amphibolandesit (58% SiO_2, 3% H_2O). Alle drei haben mikroholokristalline bis pilotaxitische Struktur. Alldiese stellen wieder sehr oxydierte Bildungen dar. Der Oxydationsgrad ist also im ersten und dritten Zyklus hoch, in dem mittleren hochparoxysmalen Zyklus niedrig, da dann der ursprüngliche niedrige Oxydationszustand am besten erhalten wurde.

Im Hangenden der Randpartien des Vulkankomplexes sind Leithakalkreste vorhanden, die beweisen, daß das Ende des Vulkanismus noch im Torton fällt. Die Leithakalke enthalten im O- und W-Teil des Börzsönygebirges keine, im S-Teil aber reichliche Andesitgerölle. Dies zeigt, daß der Vulkanismus in der Nordhälfte des Börzsönys untermeerischen, dagegen im S-Teil des Börzsönys, d. h. im Zentrum des Börzsöny-Dunazug Vulkans schon subaerischen Charakter hatte.

Neueste Literatur: Zelenka 1960, Gy. Pantó 1967.

II. *Der Mátra—Cserhát Vulkan* besteht aus einem auch heute vulkanologisch gut erhaltenen Ostteil (Mátra 1014 m) und aus einem stärker denudierten, zurzeit hauptsächlich nur durch Andesitgänge und mit geringer Ausbruchsfähigkeit gekennzeichneten Westteil (Cserhát 545 m).

Nach dem oben beschriebenen paläogenen Beginn im NO-Teil (Recsk) des Gebirges fängt die neue Vulkantätigkeit auch im Mátragebirge mit dem ersten burdigal-helvetischen Ignimbrithorizont (»erster Rhyolithtuff«) an.

Tabelle

Gliederung der neogenen vulkanischen Bildungen des Mátragebirges (KUBOVICS)

		W-Mátra	O-Mátra
Tortonien	Andesitgänge	Andesitogener Kalitrachit (Sanidinit, Adularit)	Feinbankiger Pyroxenandesit (Kékes-Horizont)
		Mikroandesit u. pechsteinartiger Andesitergüsse	Massiger Pyroxenandesiterguss (Gallya-Horizont)
		Drusiger Andesitergüsse	
		Andesitamafiterguss	
		Andesit mit Pigeonitaugit-Grundmasse	Andesit mit Pigeonitaugitgrundmasse?
		Feinkörniger Andesittuff	
		Bronzitandesiterguss	Bronzitischer Pyroxenandesit?
		Lapilli u. bimsteinführender Andesittuff	
		Hypersthenandesiterguss	Andesittuff mit Lapilli
		Andesit-Dazittuff	Dazittuff Dazitlakkolithe?
Helvet		Mittlerer Plagioklasrhyolithtuffhorizont	
		Glaukonit-Seladonitandesit, Andesitpseudoagglomeratum, Pyroxenandesit	
		Andesittuff mit Lapilli, feinkörniger Andesittuff	
Burdigal		Mariner Ton-Mergel-Feinsand-Serie (Schlier)	
		Braunkohlenführende Schichten	
		Unterer Plagioklasrhyolithtuffhorizont	

Darauf folgen helvetische braunkohlenführende Schichten und der mergelig-tonig-sandige »Schlier«, dann der untere Andesittuff und endlich hypoandesitische Lavaprodukte (mit etwa 52% SiO_2 bei 8% H_2O bzw. 57% SiO_2 wasserfrei berechnet) und zwar Hypersthenandesite mit Bytownit (Labradorit) als Phänokristalle und Seladonit-Glaukonit-Andesite, mit submarin magmatogenen primären Glaukonit, die ersten oft in stark pseudoagglomeratischer Ausbildung. Glaukonit entsteht in den höheren stärker oxydierten Schichten, Seladonit dagegen in den tieferen Horizonten, wo Reduktionsprozesse herrschen.

Nach einer Denudationsperiode folgte die Ablagerung des zweiten Ignimbrithorizontes (zweite steyrische Gebirgsbildungsphase) und danach der tortonische Andesit-Dazittuffausbruch und Pyroxenandesit, und zwar zunächst mit Hypersthen, später mit Bronzit (SiO_2 54% wasserfrei berechnet). Der Hypersthen und der Bronzitandesit sind z. T. durch einen Andesittuffhorizont getrennt. Die Phänokristalle bilden zunächst meist mehr als 50% des Gesteins. Sie stellen schon festländische Bildungen dar, die teils als lokale Ergußprodukte in der Form meist von NON und NW-streichenden Gängen

entstanden sind. Der Bronzitandesit ist aber weit verbreitet. Herrschend ist hier die Orthoausbildung. Der unterste Teil ist örtlich aber noch hypo- und metamagmatisch ausgebildet, wie die Antigorit, Vermikulit und Saponitführung und die Bildung von Pseudoagglomeraten, Pseudotuffen und Oxyandesite zeigt.

Nach einer erneuerten Andesittuffablagerung und einem nachfolgenden Stillstand der Vulkantätigkeit mit Oxydation dieser Tuffe folgt ein weitverbreiteter Andesiterguß mit reichlichem Pigeonit-Augitmikroliten-Gehalt in der Grundmasse, und Labradorit und sehr wenig Hypersthen als Phänokristalle. Der große Pigeonitgehalt verweist auf teils subvulkanische Kristallisation.

Die inverse Zonalität der Plagioklaskristalle und die Bronzit-Pigeonit-Augit-Bronzit-Umwandlungen zeigen aber, daß jetzt auch sekundäre Magmenkammern enstanden sind.

Nun folgen verschiedene kleinere Andesitkörper teils ohne mafitische Mineralien unter den Phänokristallen (Andesitamafite) aber sehr reich an Grundmasse, die endlich in einen Mikroandesit, örtlich sogar in einen glasreichen pechsteinartigen Andesit, fast ohne Phänokristalle übergehen. Besonders im Westteil des Mátragebirges und im Cserhát sind dann drusige, teils blasige, an Hohlräumen reiche Andesite mit Glaukonit und mit starker Pseudoagglomeratbildung verbreitet. Der Glaukonit ist hier nicht mehr unter Meeresbedeckung, sondern terrestrisch, transvaporisatorisch, entstanden.

Ein Teil dieser jüngsten Gesteine wird in der W-Mátra durch Kalimetasomatose endlich in glaukonitführende Kalitrachyte überführt, und in den höheren Horizonten verkieselt und zeolithisiert. Die K- und teils Na-reichen metasomatisierenden Lösungen entstammen meist aus den liegenden oligozänen Sandsteinen, unteren Rhyolithtuffschichten und helvetischen sandigen Tonen.

In der mittleren und der östlichen Mátra ist etwa über den Horizont des drusigen Andesites noch eine mächtige Hypersthen-Augit-Andesit-Lavaserie vorhanden: Gallyagruppe (teils mit Biotit) und Kékesgruppe (meist dünnbankig). Der untere Teil dieser Andesite in der Gallyagruppe scheint ziemlich einheitlich zu sein. Anorthit-Gehalte der Plagioklas-Phänokristalle ist hier hoch, etwa um 88%. Die Plagioklase des oberen Teils der Gallyaserie sind dagegen sehr abwechslungsreich: Phänokristalle zumeist mit 55—90%, aber auch mit 15% Anorthit-Gehalt.

In der Ost- und Nordmátra sind auch mit dem mittleren Orthoandesithorizont etwa gleichalte Dazite und Dazittuffe vorhanden.

In der Nordmátra ist eine Zone von Karbonatandesitgängen (s. weiter unten) und Lakkolithen bekannt, die etwa gleichalt mit dem mittleren Orthoandesithorizont ist. Auch die Gänge des Pigeonit-Augitgrundmasse führenden Andesites sind oft karboandesitisch. Daraus geht hervor, daß die meisten Andesite des Mátragebirges als Karbonatandesit auskristallisiert würden,

wenn das aus der Tiefe (aus dem mesozoischen Karbonatgesteinuntergrund) entstammende (s. weiter unten) CO_2-Gas nicht entweichen könnte.

Nach den Haupteruptionen entstand auch im Mátragebirge ein mächtiger zentraler Kalderaeinbruch. Die Gesteine innerhalb dieses Einbruchs wurden noch vor den Pyroxen-Orthoandesitergüssen des Gallya- und Kékeshorizontes endomagmatisch-hydrothermal stark, aber fleckenhaft umgewandelt. Dabei entstand auch die Zn—Pb Gangvererzung des Mátragebirges.

Die 1200 m tiefe Bohrung bei Gyöngyösoroszi hat diese umgewandelte Serie vollständig durchfahren. Es konnte eine obere chloritische, eine mittlere turmalinreiche und eine untere epidotführende Umwandlungszone unterschieden werden. In der 2000 m tiefen Bohrung an der SW-Ecke des Mátragebirges (Petőfibánya) ist die turmalinisierte Zone noch stärker entwickelt. Die Abstammung des Bors (Turmalin) aus dem unmittelbaren marinen tonigen Liegend gesteinen ist ziemlich eindeutig bewiesen.

Nach den neuesten Untersuchungen von I. KUBOVICS sind hier Orthovulkanite kaum mehr vorhanden. Hier erscheint eine Serie von hypo- und endomagmatischen Pyroklastika, bestehend meist aus Zeolith-Chlorit-Gesteinen, deren mineralogische Zusammensetzung sich der Tiefe nach verändert. Oben erscheinen hauptsächlich Klinoptilolith und Analzim (Maximum etwa in 600—700 m Bohrtiefe), die unten durch Laumontit ersetzt werden. Der häufigste dunkle Mineral ist bis etwa um 1500 m das Chlorit. Darunter folgt eine Zone mit herrschendem Epidot (Maximum um 1600—1700 m). Der Epidot kommt hier selten aderig, meist aber verstreut vor. (In der Tiefbohrung von Gyöngyösoroszi herrscht umgekehrt aderiger Epidot.) Zu unterst wird Turmalin der häufigste dunkle Mineral; hier wurden sogar reine Turmalin-Laumontit-Gesteine entdeckt. Plagioklas-Reste kommen fleckenartig vor. Der Chemismus und die Textur dieser Gesteine zeigt klar ihre Abstammung aus ursprünglich andesitischen Magmen.

Die Gyöngyösoroszier Bohrung stellt also etwa den zentralen Teil des Mátravulkans dar, dagegen die Petőfibányaer Bohrung liegt in einer vulkanischen Außenzone, aber in einem Beckenteil, wo die Pyroklastika stark angehäuft wurden.

Das Mátragebirge ist an seiner unbedeckten Nordseite mit einer Schaar von Andesitgängen umgeben. Die ältesten tortonischen im allgemeinen NNW—SSO streichenden und 75° nach WSW einfallenden Gänge nördlich vom Mátragebirge sind hypomagmatisch ausgebildet. Sie sind im Horizont der durchbrochenen helvetischen Braunkohlenflöze sogar zonar entwickelt — zu äußerst hydroandesitisch, nach innen sulfo- und in der Mitte karboandesitisch — entsprechend der starken positiven Transvaporisationswirkung der Braunkohlenflözen. In ihren unter den Braunkohlenflözen sich befindlichen Teilen bestehen diese Gänge durchgehend aus Karbonatandesit. Dies weist auf die Wirkung der in etwa 2—4 km Tiefe sich befindlichen durchbrochenen

mesozoischen Kalksteine hin. Örtlich erweitern sich diese Gänge zu karbonatandesitischen Lakkolithen (z. B. Hajnács SO von Nagybátony).

Die zweite Generation der Gänge streicht etwa WSW—OSO und ist nur schwach hypo- und zwar schwach karboandesitisch ausgebildet.

Die darauf etwa senkrechte (ONO—WSW) streichende dritte Generation der Gänge besteht aus rein orthomagmatischen augitführenden Hypersthenandesiten.

Die somit allmählich schwächer werdende Transvaporisation wird als Folge der allmählichen Austrocknung der Nebengesteine durch die magmatische Wirkung bzw. durch die des höher gewordenen Inkohlungsgrades der Braunkohlenflöze zurückgeführt. Es wurde auch experimentell nachgewiesen, daß die Gegenwart von leichtflüchtigen Bestandteilen (z. B. Wasserdampf im Karbonatgestein) die Dissoziationstemperatur der Karbonatmineralien stark herabsetzt. Daher erschwert die allmähliche Austrocknung die Dissoziation des Kalkkarbonats und damit die Entstehung der Karboandesite.

Die peripherische Andesitgangschaar des Mátravulkans setzt sich auch im *Cserhátgebirge* fort. Die Gänge des Cserháts sind als augitische Hypersthenandesite, rein orthomagmatisch entwickelt, und können somit zur dritten Ganggeneration des nördlichen Mátragebirges gezählt werden. Sie bilden mit jenen ein höheres System von radialen Spalten um das zentrale Kaldera-Gebiet des Mátravulkans herum: im Nord-Mátragebiet streicht diese Generation WNW, weiter nordwestlich im Nord-Cserhát ONO, noch weiter westlich (im SW-Cserhát) OSO. Das Einfallen ist hier ebenfalls südlich, aber etwa steiler (85—87°) als in der N-Mátra. Dies kann auf die nachträgliche pliozäne Einsenkung der südlichen Seite des ganzen Vulkansystems, insgesamt mit der der Großen Tiefebene zurückgeführt werden.

Der Kristallisationsgrad ist in dem tiefer erodierten N-Cserhát zumeist höher, als im SW-Cserhát. Die Phänokristalle in den mächtigeren Teilen der Andesitgänge sind anderseits meist zahlreicher als in den dünneren Teilen derselben Gänge. Diese Veränderung des Kristallisationsgrades steht offenbar mit der langsameren Abkühlung der mächtigeren Magmamassen im Zusammenhang, und zeigt, daß die Phänokristalle sich in der Nähe ihres endgültigen (heutigen) Erstarrungsortes endgültig auskristallisierten, d. h. daß sie keine Tiefenprodukte sind.

Dementsprechend verändert sich auch die Menge der im Verhältnis zum Plagioklas mengenmäßig untergeordneten und deshalb auch später sich kristallisierenden Mafite. In den Gängen der N-Mátra, wo die Abkühlung infolge der Nähe des großen zentralen Magmakörpers langsamer ist, sind die Mafite noch ziemlich zahlreich. Weiter nördlich in den kühleren peripherischen Teilen werden sie seltener. Noch weiter westlich (im SW-Cserhát) fehlen sie unter den Phänokristallen praktisch vollständig.

Im Südteil des Cserhátgebirges (vom Szandaberg bis den Csöröger Gängen, östlich von Vác) bestehen die Gänge zum Teil wieder aus Karbonatandesiten. Dies weist auf einen mesozoischen Kalksteinuntergrund hin. Die jüngeren Gangteile und Lavaergüsse (z. B. Szandaberg) scheinen auch hier orthomagmatisch ausgebildet zu sein.

Das Cserhátgebirge besteht übrigens aus einer etwa 1000 m mächtigen Oligozänserie, welche in dem tief eingesunkenen SO-Teil des Gebirges noch durch helvetische Feinsand- und Tonablagerungen (Schlier) bedeckt ist. Nach Bohrangaben liegt das Oligozän im Norden direkt auf dem — hier phyllitischen — Kristallin (metamorphisches Altpaläozoikum), im SW aber auf mesozoischem Kalkstein. Für das südliche Cserhátgebirge sind noch keine Bohrangaben vorhanden, auf Grund der hier teils karbonatandesitischen Ausbildung der Ganggesteine kann aber ein Kalksteinuntergrund angenommen werden.

Die ganze Gangschar des Cserhát besteht aus Doppelgängen deren Glieder etwa 2—3 km voneinander entfernt laufen. Im Cserhátgebirge sind 6 solche Doppelgänge vorhanden. Die Gänge sind zumeist etwa 5—15 m mächtig. Die nordwestlichen Enden der Gänge im Cserhátgebirge keilen allmählich aus. Sie stellen also jedenfalls die ursprünglichen natürlichen Enden der Gänge dar. Dagegen sind die südwestlichen Enden teils durch Verwerfer begrenzt, teils aber mit jüngeren posttortonischen Ablagerungen bedeckt. Auch diese Gänge erstreckten sich bis an die ursprüngliche Oberfläche, wo sie in Lavaergüssen untergegangen sind, wie dies in dem tiefer eingesunkenen SW-Teil des Cserhátgebirges direkt zu beobachten ist.

Die Lavaergüsse im SW-Cserhát bestehen (meist?) aus zwei unmittelbar aufeinander folgenden Ergüssen (oben je mit einem Schlackenandesithorizont), die durch eine vulkanische Agglomerat-Tuffschicht getrennt sind. (Die Verdoppelung der Lavaergüsse steht vielleicht mit der Verdoppelung der Gänge in gewissem Zusammenhang.) Der ursprüngliche Stratovulkancharakter des Cserháts ist durch diese Abwechslung der Pyroklastika und Lavaergüsse auch bewiesen.

Der Chemismus alldieser augitführenden Hypersthenandesitgänge und Ergüsse ist normaldioritisch.

Neueste Literatur: Kubovics 1963, 1964, 1965, Póka 1964, Szádeczky-Kardoss et al. 1959, Vidacs 1964, Varga 1962, 1964, Buda 1965, Árkai 1966, Kiss 1964.

III. Vier kleinere abgesonderte Andesitvorkommnisse sind noch zu erwähnen, die ebenfalls zum miozänen Randvulkanismus — aber etwa als dessen räumliche Endglieder — zu rechnen sind. Im Mecsekgebirge bei *Komló* kommt ein tortonischer Amphibolandesiterguß durchgehend mit mikroandesitischer

Struktur vor, der als Produkt eines langsamen aber stetigen Lavasees gedeutet werden kann (vergl. die Arbeit »On igneous rocks textures« in diesem Band). In der Mitte der Kleinen Tiefebene bei *Szany* wurden mehrere sillartige Andesitkörper von tortonischem Alter erbohrt. Zwischen den Gebieten der kleineren transdanubischen paläogenen Durchbrüchen und des großen neogenen Börzsöny-Dunazug Vulkans wurde bei *Budaörs* in einer Tiefbohrung ein Pyroxenandesitgang im Hauptdolomit festgestellt. In N-Ungarn bei Salgótarján, etwa 13 km weiter nördlich von den nördlichsten Andesitgängen des Mátragebirges, liegt der große Lakkolith des *Karancsgebirges* in einem oligozänen tonigen Sandstein, welcher aus granatführendem Amphibolchloroandesit besteht, der durch einen Hydrolithandesitrand umgeben ist (Odor, 1962).

Neueste Literatur: Szádeczky-Kardoss 1958, Odor 1962, Nagy E.-Nagy G.-Széky 1967.

IV. Der vortertiäre Untergrund des *Tokajgebirges* ist uneinheitlich. Im Nordteil (entlang eines von der Staatsgrenze etwa 10 km tief hinreichenden Streifens) kommen ältere — baikalische bzw. kaledonische — Kristallinglieder zu Tage (Vilyvitány) oder liegen in mit Tiefbohrungen erreichbarer Tiefe (Felsőregmec, Füzérkajata). Auf diese vorherzynisch überschobene und herzynisch umgeprägte kristalline Schwelle transgrediert von NO das klastische Zempliner Permokarbon und Unter- bis Mitteltrias. Südlich der Schwelle nimmt nur letztere ein größeres Gebiet (bei Sárospatak) ein. Für das südliche 2/3 des Gebirges liegen unmittelbare Untergrund-Angaben nicht vor. Auf Grund von refraktionsseismischen Daten wird hierher das Szendrőer nicht metamorphe Altpaläozoikum extrapoliert, das im westlichen Vordergrund des Gebirges (Felsőgagy) schon angebohrt aber entlang des westlichen Randbruches (Hernád-Linie) in über 2000 m Tiefe gesunken ist.

Nach einer langen terrestrischen Denudationsperiode wird das Gebiet von SO — auskeilend und verzahnend — von untertortonischem Rhyodazit-Fluttuff des Mittel-Tisza Vulkans (Mantelwölbungs-Gebiet) überlagert. Die als Folge der Fluttufftätigkeit eintretende Einsenkung verursacht bald die erste tertiäre Transgression des Gebietes (Lageniden-Horizont des Unter- tortons).

Im *Oberen Torton* wird eine Seichtmeerüberflutung für das ganze Gebiet kennzeichnend. Gleichmäßige Schelfton-Sedimentation wird am Gebirgsareal vom fortdauernden submarinen Vulkanismus stark gestört. Die erste Etappe wird durch *submarine* rhyolithisch bis rhyodazitischen Fluttuffe vertreten. Der Ostteil des Gebirges, in der weiteren Umgebung von Sátoraljaújhely kann als ein klassisches Gebiet der sich am Meereboden fortpflanzenden und äußerst bunte Anhäufungsformen, Einverleibung von nicht konsolidierten »Aschenströmen« mit Schluff- und Molluskenmaterial angesprochen werden (Tuffe von Megyer, Mikóháza, Vágáshuta). Diese — wie auch die jüngeren — Flut-

tuffe des Randvulkanismus sind — im Gegenteil zum Mantelwölbungs-Gebiet — nur durch 5—10 km² Flächenausdehnung und 100 m kaum überschreitenden Mächtigkeit gekennzeichnet.

Als nächste Etappe der obertortonischen vulkanischen Tätigkeit gilt eine dazitisch bis andesitisch teils subvulkanische teils submarine — den Meeresboden oder die feuchten Lockersedimente erreichende — Magmen- bzw. Lavenförderung. Besonders die letzteren haben durch mechanische Vermengung und aktive chemische Wechselwirkung mit den Ablagerungen sehr formenreiche Mischprodukte geliefert, die an Stelle der großen Anzahl von Neubenennungen am besten mit dem BROGNIARTschen Namen »Pépérit« belegt werden können. Pépéritische Mischgesteine — mit obertortonischem malakologischem (MEZNERICS, 1967) Beweismaterial — wurden sowohl in Ausbiß (Sátoraljaújhely, Boglyaska), wie in Bohrungen (Tállya 15, Füzérkajata 2) angetroffen.

In der weiteren Umgebung der Austrittstellen des saueren und intermediären Vulkanismus sind umgearbeitete und umgelagerte Mischsedimente entstanden mit verschiedener Beteiligung des rhyolithischen oder dazitisch-andesitischen Materials, die als häufigsten Tortonbildungen des Gebirges — manchmal besonders reich an Fossilien — gelten.

Die lang andauernde und unter gleichzeitigen Senkung teilweise 2—3000 m überschreitende Anhäufung von tortonischem Vulkanmaterial hat schon m Obertorton einen über des Meeresniveau emporragenden Gebirgsgrat und dadurch eine geographisch-faziologische Feingliederung des Gebietes verursacht. Ob an der Torton-Sarmat-Wende ein längerer Stillstand der vulkanischen Tätigkeit auf dem ganzen Gebiet eingetreten ist, kann eindeutig nicht bewiesen werden. Jedenfalls schaltete sich eine bedeutende Abtragungsperiode vor der untersarmatischen Neubelebung des Tokajer Vulkanismus ein.

Für Frühprodukte werden hier auch die saueren rhyolithischen bis rhyodazitischen Pyroklastika gehalten, deren Decken bzw. reine oder gemischte Umlagerungsprodukte den Bohrungen zufolge scheinbar konkordant in der neogenen Schichtenfolge des Gebietes unmittelbar das Torton überlagern. Die Stufengrenze wird auf paläontologischer Grundlage bei der mit Hebung verbundenen Verbrackung gezogen.

Die hauptsächlich glutwolkenartige, untergeordnet aschenregenartige Förderung des saueren pyroklastischen Materials spielte sich in 5 Hauptetappen (ZELENKA, 1964) während des brackischen unteren Sarmat (2/3—3/4 der ganzen Etage) ab. Die recht abwechslungsreiche und für das ganze Gebiet kaum parallelisierbaren Schichtenfolgen sind durch mehrere dazitisch-andesitischen Episoden unterbrochen. Die Zuordnung einzelner intermediären Förder-Etappen — als basischere Nachschube — zu einzelnen Tuffbildungsakten stößt wegen Übermacht von intra- bis subvulkanischen Intrusionskörper an Schwierigkeiten. Die große Fülle und Mannigfaltigkeit der nicht

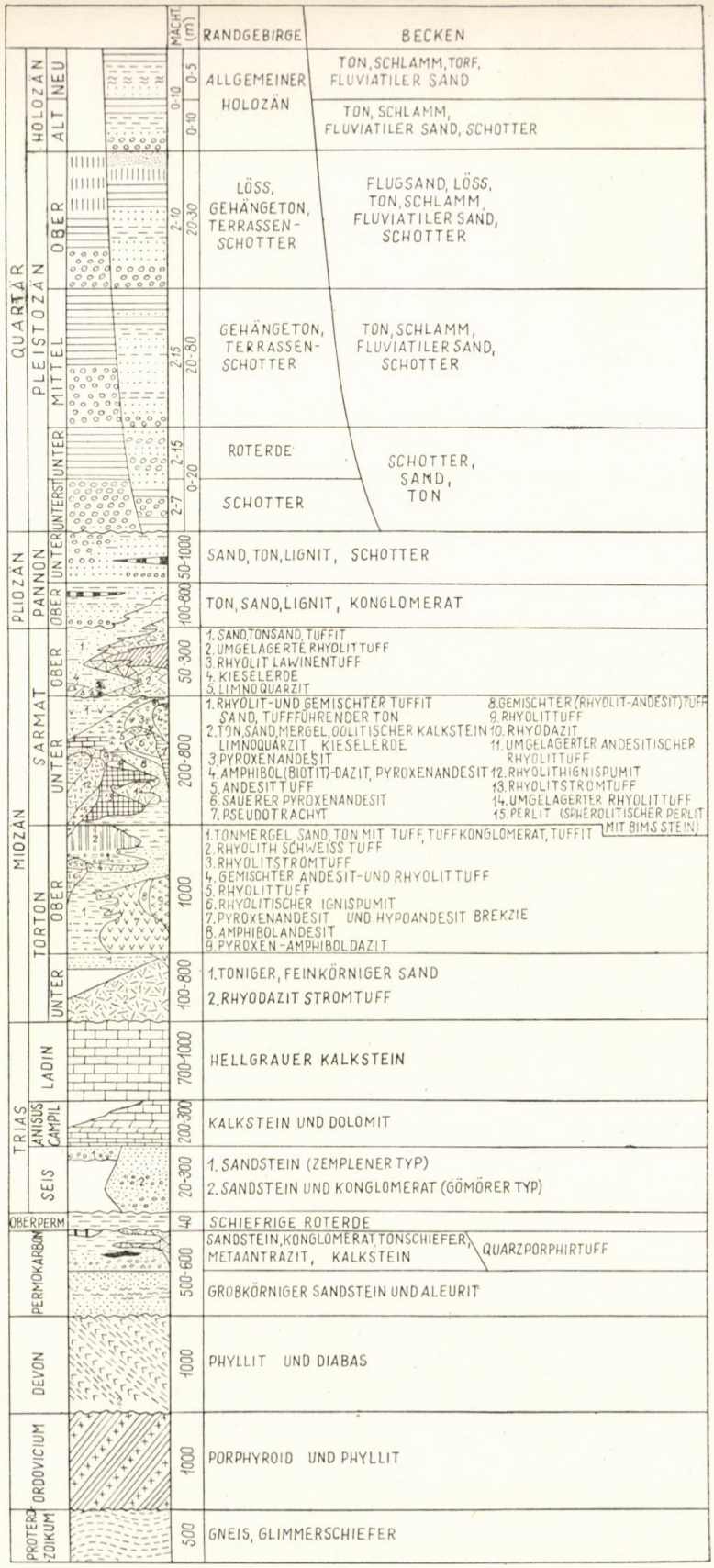


Abb. 1. **Schichtfolge im Tokajgebirge**

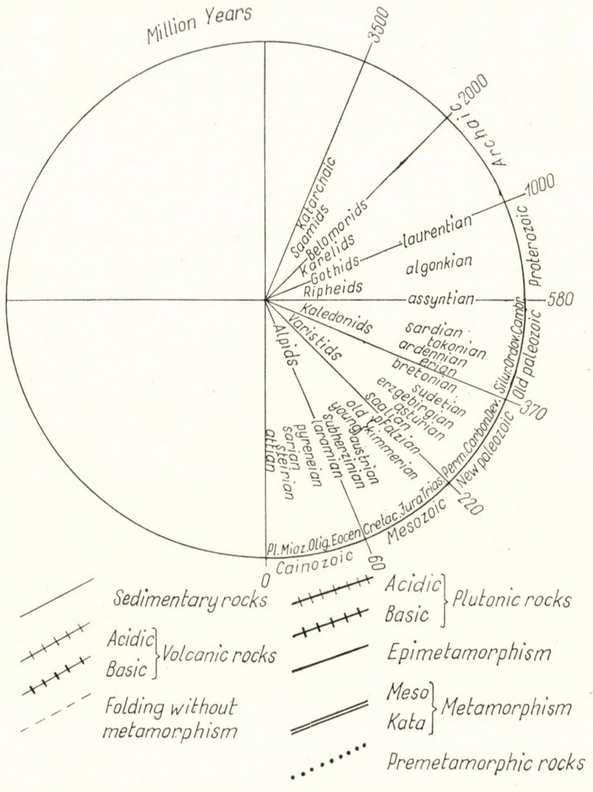


Fig. 1. "Geologic clock" representation of petrographic evolution

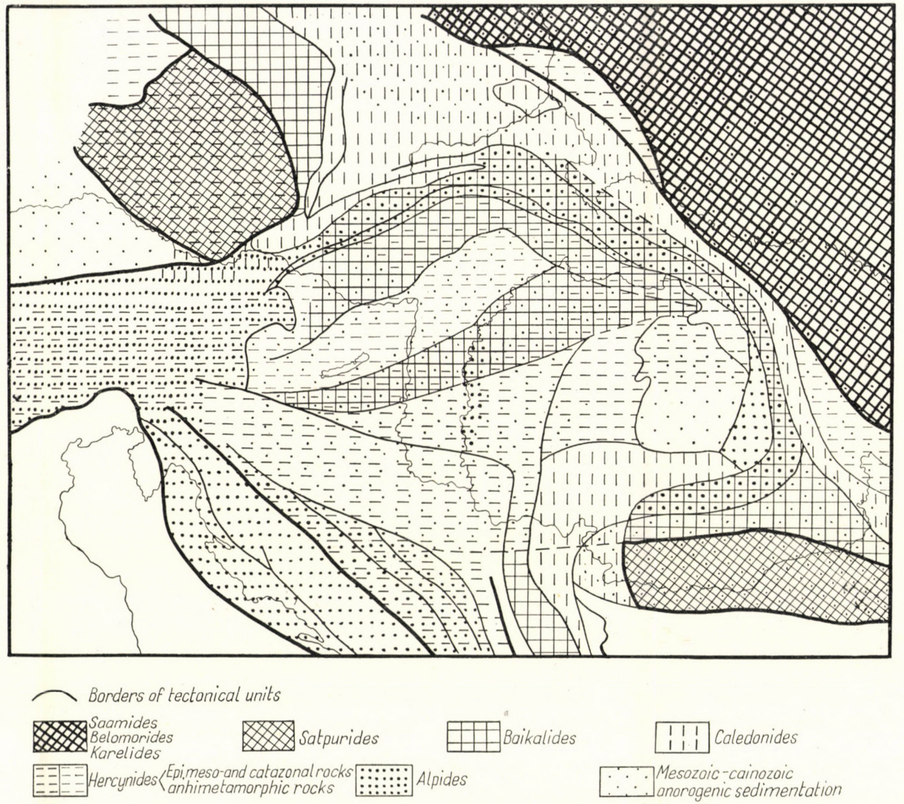


Fig. 2. Map of geological evolution of SE-Europe by conventional symbols

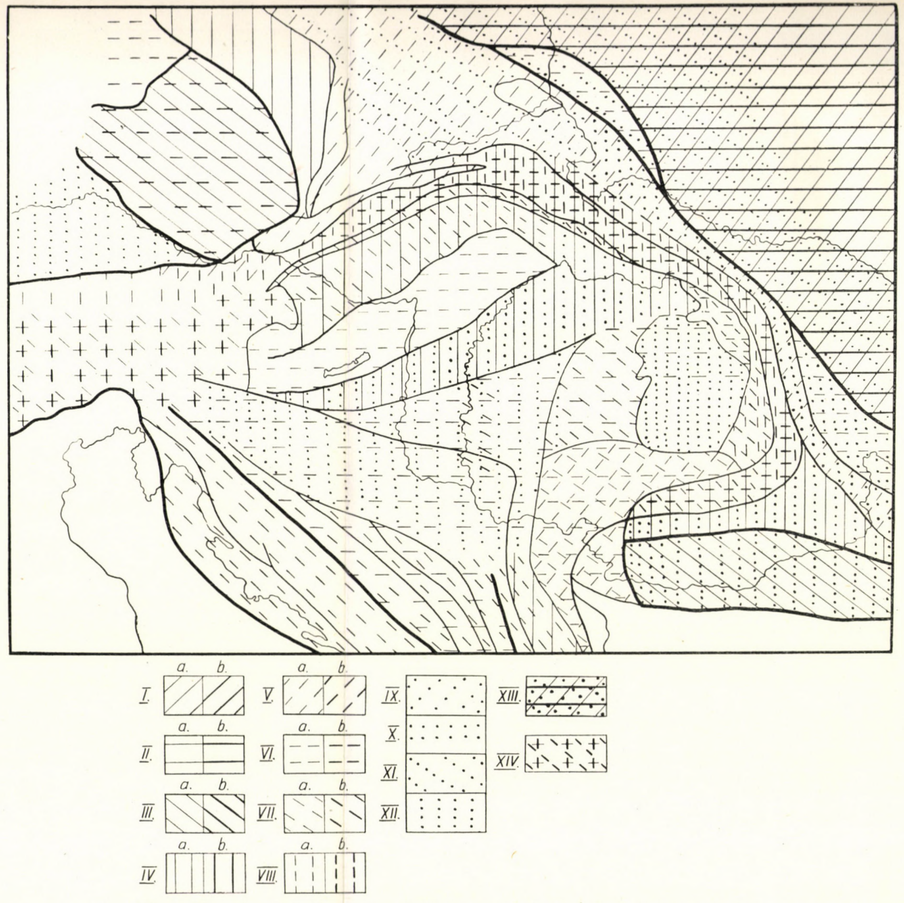


Fig. 3. Map of geological evolution of SE-Europe by the "Geologic clock" methode

a) Primary rock forming and low grade metamorphism
b) High grade metamorphism

I. Saamids, belomorids
II. Karelids
III. Satpurids
IV. Baikalids
V. Caledonids
VI. Hercynids
VII. Mesozoic } Alpids
VIII. Cainozoic }
IX. Late paleozoic
X. Young paleozoic
XI. Mesozoic
XII. Cainozoic } Anorogenic sedimentation

Examples of combinations

XIII. 1. Saamide and belomoride rock forming
2. Karelide high grade metamorphism
3. Mesozoic anorogenic sedimentation
XIV. 1. Hercynide rock forming
2. Alpide high grade metamorphism of hercynide rocks
3. Alpide mesozoic rock forming

pyroklastisierten und oft blind erstarrten saueren Lava- und Schaumlava-Produkte (Perlit-, Bimsstein-, Ignispumit-Gruppe) ist aus demselben Grunde mit den Tuffhorizonten kaum synchronisierbar.

Von der paläontologisch wohl gekennzeichneten brackisch-sarmatischen Periode durch eine kürzere, aber allgemein verbreitete Abtragungsperiode getrennt, folgt die schon mit Süßwasserablagerungen gleichzeitige Schlußetappe des Tokajer Vulkanismus. Sie nimmt den oberen Teil des Sarmats und vielleicht auch einen Teil des Unterpannons (Randfazies) ein. Die stratigraphische Eingliederung dieser Etappe ist wegen schwerer Parallelisierbarkeit der Süßwasserfaunen nicht scharf. Zu dieser Etappe werden sowohl Andesit-Tuffstreuungen und Ergüsse wie Rhyolith-Ergüsse, Lavinentuffe (pumice-flow) und Aschenregentuffe gerechnet. Altersverhältnisse konnten wegen räumlich getrennten Auftretens der Produkte nicht ermittelt werden (Abb. 1).

Der vulkanologische Charakter weist mehr und mehr auf Verschwächung und Ausklingen des Magmatismus hin. Sie ist aber wegen der Intensivierung der postvulkanischen Vorgänge von bedeutendem wirtschaftlichem Interesse. An erster Stelle ist die genetisch besonders interessante Edel- und Buntmetallvererzung von Telkibánya (Széky-Fux, 1964, 1965). Diese Vererzung ist an verschiedene Hypo- und Metaandesite gebunden, die durch Kalimetasomatose von Pyroxenorthoandesit durch die Stadien Chloroandesit, Propylit, Kalitrachyt (K-Metasomatit) entstanden sind und eine graduelle genetische Reihe bilden. Im Raume der Vererzung kommt auf Grund zahlreicher Bergbauaufschlüsse und der Tiefbohrung Telkibánya 2 der Pyroxenchloroandesit, der Propylit in den tieferen Horizonten vor. Der Kalitrachyt nimmt dagegen die höchsten Punkte des untersuchten Gebietes ein und ist parallel mit den — dem N-S Streichen des Gebirges entsprechenden tektonischen Hauptrichtungen angeordnet. In den offenen Spalten- und Kluftsystemen, längs tektonischer Linien verändern sich die Reduktionsverhältnisse der Propylit-Bildung und werden durch starke Oxydationsverhältnisse abgelöst. Die Mineralparagenese des Propylits wird dadurch instabil und unter der Wirkung der die Spaltensysteme durchströmenden kalireichen Lösungen nimmt graduell der Adular die Stelle der Plagioklasphenokristalle ein, wobei Adular sich in großen Mengen sogar in der Grundmasse bildet. Es entsteht ein adularreiches Kaligestein (Kalimetasomatit): der Kalitrachyt. Die metasomatische Wirkung der an K-reichen Lösungen ist an höheren Niveaus besonders bedeutend. Dieser obere Horizont fällt sowohl in Telkibánya, wie auch im allgemeinen in den Vererzungszonen der Karpaten, mit der Edelmetall-Vererzung zusammen. Der Kalitrachyt stellt auch vom Gesichtspunkt der Erzlagerstättenkunde einen Niveau-Indikator dar. Die maximale Edelmetallführung im Horizont des Kalitrachyts ist stets an die Erscheinung von Montmorillonit in der Erzgangausfüllung gebunden.

Neben der Vererzung als wirtschaftlich wichtige Vorkommen sind die teils Zersetzungs-, teils Umlagerungsprodukte des saueren Vulkanismus vertretenden Nichterz- (Kaolin, Illit, Allevardit, Bentonit)-Lagerstätten der Mád—Szegi—Füzérradvány-Gegenden zu erwähnen (NEMECZ—VARJU, 1962, MÁTYÁS, 1966).

Neueste Literatur: G. PANTÓ 1962, 1965, SZÉKY-FUX 1964, 1965, GYARMATI 1961, ILKEY-PERLAKI 1966, VARGA-MÁTHÉ 1961, NEMECZ—VARJU 1962, usw.

IV. Der finale Basaltvulkanismus

Der finale Vulkanismus ist durch kleinere Basaltvulkane hauptsächlich in der Balatongegend und im SW-Teil der Kleinen Tiefebene, untergeordneter in N-Ungarn (Medves Plateau bei Salgótarján) vertreten. Sie wurden bisher als Mittelpliozän (etwa »levantinisch«) betrachtet. Auf Grund der noch unpublizierten paläomagnetischen Untersuchungen von P. MÁRTON und E. SZALAY können sie zumeist als etwa jungpliozän, einige sogar als altpleistozän (Lázhegy-csoport und Hegyestű bei Zánka in der Balatongegend usw.) betrachtet werden. MÁRTON und SZALAY fanden bei den Basalten der Kab, Ság, Gulács, Haláp, Tóti, Szentgyörgy und Badacsony Berge umgekehrte Magnetisierung. Auch der höheren Lage dieser Vorkommnisse (s. weiter unten) entsprechend können sie zu der etwa 1—2,5 M. J. alten Magnetisierungsgruppe von Europa und Nordamerika, also zum Pliozän, gerechnet werden. Ebenfalls zum Pliozän zu rechnen scheinen auf Grund ihrer umgekehrten Magnetisierung die Basalte von Medves, Pécskő und Szilváskő in N-Ungarn. Dagegen weisen die Vorkommnisse südlich von Sümegprága und bei Bars sowie des Hegyestű in der Balaton-Gegend direkte Magnetisierung auf, können daher — entsprechend auch ihrer Lage auf einem tieferen Erosionshorizonte — in der 0—1,0 M. J. alten Magnetisierungsgruppe von Europa und Nordamerika, also mit gewisser Wahrscheinlichkeit zum Pleistozän gerechnet werden.

Das größte Basaltgebiet Ungarns, jenes der Balatongegend, liegt in einem flachen breiten tektonischen Graben des südlichen Bakonys zwischen dem höher herausgehobenen nördlichen Bakony und dem Keszthelyer Gebirge. Die Basaltberge können hier in drei (oder vier) etwa allmählich jünger werdenden Zonen eingereiht werden, die halbkonzentrisch um den ältesten Eruptionszentrum liegen. 1. Im Norden (Kabhegy und Agártető) kommen etwa 500—600 m hoch liegende stark ausgedehnte und mächtige Basaltlavadecken mit sehr untergeordneter Rolle der Pyroklastiten vor. 2. In einem Halbkreis an der Süd- und Westseite derselben liegen die kleineren Basaltergüsse der Kegelberge Badacsony, Szentgyörgyhegy, Haláp, Halyagos, Somlyó usw. in einer Tiefe von etwa 370—340 m. Diesen (meist zwei) Lavaergüssen sind stärkere agglomeratische Pyroklastit-Förderungen vorangegan-

gen. 3. Die Basalte der Lázhegy-Gruppe am Westrand der Balatoner Basaltgegend sollen auf Grund der erwähnten paläomagnetischen Untersuchungen eine jüngere pleistozäne Zone darstellen. 4. Noch weiter südlich bzw. nordwestlich erscheint ein wahrscheinlich ebenfalls pleistozäner Halbkreis des Basaltvulkanismus, deren Vorkommnisse (Tihany, Fonyód, Boglár, Szigliget und der Tuffring von Sittke in der Kleinen Tiefebene) auf einem noch tieferen Niveau (etwa 250 m) liegen. Diese 4 Zonen scheinen also auf Grund ihrer Höhenlage eine allmählich jüngere und pyroklastitreicher werdende Ausbruchsserie darzustellen.

Petrographisch sind die Basaltgesteine in dieser Reihenfolge allmählich reicher an Alkalien. Die meisten Gesteine der Hauptgruppe (zweite Zone) gehörten zum essexitgabbroiden bistheralit-gabbroiden Magmentyp (Nagyláz, Fertős, Sümeg, Ságberg), ausnahmsweise (Szentgyörgyhegy) mit einem gewissen Anklang zum gabbrodioritischen Magmentypus. Zwischen dem ersten und zweiten Ausguß desselben Vulkans sind die Unterschiede gering und die Gesteine bleiben innerhalb der erwähnten Magmentypen. Aus den originalen Analysen (ohne Umrechnung) ist meist eine geringe Alkalizunahme in dem jüngeren Lava wahrzunehmen.

Wichtigste neuere Literatur: MAURITZ 1937, SZÁDECZKY—ERDÉLYI 1957, BOGNÁR 1965.

Es sei endlich erwähnt, dass in den jungpleistozänen (Riss) Lößprofilen der Großen Tiefebene andesitische Tuffite (z. B. entlang der Donau und NO von Budapest) beschrieben wurden (KRIVÁN und RÓZSAVÖLGYI, 1964) wahrscheinlich Hargitaer vulkanischen Ursprungs.

LITERATUR

ÁRKAI, P.: Studentenzirkel, 1966.
BALKAY, B.: Ausg. d. Geochemischen Konf. Budapest, 1959.
BOGNÁR, L: Ann. Univ. Budapestiensis. Sec. geol. 8, 3, 1965.
BALOGH, L., RÓNAI, A.: Staat. Ung. Geol. Inst. 173, 1965.
BÁLDI, T.- CSEPREGHY-MEZNERICS, I.- NYIRŐ, R.: Jahresber. d. Staat. Ung. Geol. Inst. 279—310, 1965.
BÓCZÁN, B.- FRANYÓ, F.- FRITS, J.- LÁNG, S.- MOLDVAY, L.- PANTÓ, G.- RÓNAI, A.- STEFANOVITS, P.: Staat. Ung. Geol. Inst. 199, 1966.
BUDA, GY.: Diplomarbeit, Budapest, 1965.
GYARMATI, P.: Földt. Közl. **91,** 374—381, 1961.
HAJÓS, M.: Kand. Diss. Budapest, 1963.
ILKEY-PERLAKI, E.: Földt. Közl. **96,** 155—170, 1966.
KISS, J.: Földt. Közl. **94,** 4, 422, 1964.
KRIVÁN, P., RÓZSAVÖLGYI, J.: Földt. Közl. **94,** 265, 1962.
KUBOVICS, I.: Földt. Közl. **93,** 2, 186, 1963.
KUBOVICS, I.: Földt. Közl. **93,** 4, 466, 1963.
KUBOVICS, I.: Manusk. Archiv d. Staat. Ung. Geol. Inst. 1964.
KUBOVICS, I.: Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **8,** 19, 1964.
KUBOVICS, I.: Kand. Diss. Budapest, 1965.
LENGYEL, E.: Jahresber. d. Staat. Ung. Geol. Inst. 1953, **1,** 267, 1955.

LENGYEL, E.: Rel. Ann. Inst. Geol. Hung. 1955—56, 255, 1959.
LIFFA, A.: Ann. Inst. Geol. Hung. **41,** 63, 1953.
MAURITZ, B.: MTA Mat. Term. tud. Közl. **30,** 1909.
MAURITZ, B., HARWOOD, H. F.: Mat. Term. tud. Ért. **55,** 1937.
MÁTYÁS, E.: Földt. Közl. **96,** 27, 1966.
MEZŐSI, J.: Jahresber. Staat. Ung. Geol. Inst. **81,** 1949.
MEZŐSI, J.: Jahresber. Staat. Ung. Geol. Inst. 1950, **103,** 1953.
MEZŐSI, J.: Acta Univ. Szeged, Acta Min. Petr. **14,** 67, 1961.
NAGY, E. — NAGY, G. — SZÉKY, F.: Jahresber. d. Ung. Geol. Anst. für 1965, 289, 1967.
NEMECZ, E. — VARJU, GY.: Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **6,** 389, 1962.
NOSZKY, J.: Magyar Tájak Földt. Leírásai, 1940.
ODOR, L.: Földt. Közl. **92,** 387, 1962.
PANTÓ, G(ábor).: Jahresber. Staat. Ung. Geol. Inst. 1950, 155, 1953.
PANTÓ, G.: Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **9,** 3—4, 225, 1965.
PANTÓ, G.: Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **6,** 307, 1962.
PANTÓ, G.: Rel. Ann. Inst. Geol. Hung. 1963, 227, 1965.
PANTÓ, G.: Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **9,** 225, 1965.
PANTÓ, G., MIKÓ, L.: Rel. Ann. Inst. Geol. Hung. **50,** 1, 1964.
PANTÓ, GY(örgy).: Kand. Diss. Budapest, 1966.
PANTÓ, GY.: Földt. Közl. **90,** 1, 103, 1960.
PÓKA, T.: Manusk. Dokt. Diss. Budapest, 1960.
PÓKA, T.: Inauguraldiss. Budapest, 1964.
RAVASZ, Cs.: Ann. Hist. Nat. Mus. Min. Paleont. **52,** 23, 1960.
REICH, L.: Jahresber. Staat. Geol. Inst. Ung. 1948, 31, 1952.
REICHERT, R.: Földt. Közl. 1930.
SCHAFARZIK, F.: Jahresber. Staat. Geol. Inst. Ung. 1892.
SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Földt. Közl. **88,** 171, 1958.
SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: MTA Műsz. Oszt. Közl. **23,** 383, 1959.
SZÁDECZKY-KARDOSS, E. — VIDACS, A. — VARRÓK, K. et al.: Ausgabe der Geoch. Konf. Ung. Ak. d. W. Budapest, **II,** 29, 1959.
SZÁDECZKY-KARDOSS: Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **11,** 221, 1967.
SZÁDECZKY-KARDOSS, E. — ERDÉLYI, J.: Földt. Közl. **87,** 308, 1957.
SZÉKY-FUX, V.: Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **8,** 1—4, 97, 1964.
SZÉKY-FUX, V.: Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **9,** 3—4, 259, 1965.
SZÉKY-FUX, V.: Symp. d. K. B. A. Magm. Sect. Balatonalmádi, 1963.
SZÉKY-FUX, V.: Földt. Közl. **87,** 63, 1957.
VARGA, GY.: Manusk. Archiv Staat. Geol. Inst. Ung. 1959.
VARGA, GY.: Földt. Közl. **92,** 4, 375, 1962.
VARGA-MÁTHÉ: Földt. Közl. **91,** 391, 1961.
VENDL, A.: Mat. Term. tud. Ért. 1932.
VIDACS, A.: Jahresber. Staat. Geol. Inst. Ung. 1961, 419, 1964.
WAGER, L. R.: Geochem. Cosmochem. Acta **9,** 5—6, 217, 1956.
WAGER, L. R.- DEER, W. A.: Medd. Om. Grønland **105,** 4, 1939. Reuissue 1962.
ZELENKA, T.: Földt. Közl. **90,** 1960.
ZELENKA, T.: Földt. Közl. **94,** 1964.
ZELENKA, T.: Dokt. Diss. Budapest, 1967.

NEOGENE VOLCANICS OF HUNGARY

By

E. Szádeczky-Kardoss — Gy. Pantó — T. Póka — G. Pantó — V. Széky-Fux — J. Kiss — I. Kubovics

Abstract

Tertiary volcanism begins in the Palaeogene, on the W and N borders of the central Pannonian Basin (Transdanubia and Recsk, NE Mátra), with minor extrusions of biotitic and amphibolic andesites and pyroclastites.

Early in the Neogene igneous activity covered the entire northern half of the Pannonian Median Mass. In the Miocene acid, gas-rich, ignimbritic floodtuff products coming probably from magma chambers rather close to surface were delivered thrice. Particularly heavy production of ignimbrites took place in the Middle Tortonian. The centre of this activity is referred

to as Middle-Tisza Volcano. The amount of volcanics extruded — some 20,000 km^3 in what is now Hungary — is ten times that of total marginal andesitic volcanism.

Alternating with these rhyolitic-rhyodacitic formations — though mainly in the marginal zones of the subsiding basin — andesite pyroclastics and lavas were lifted to surface mainly along fissure volcanoes. These built up three — partly mixed — stratovolcanoes (Dunazug-Börzsöny, Cserhát-Mátra, Tokaj-Prešov) mainly during the Tortonian (in the Tokaj Mts. in the Sarmatian, too). Here too, one can recognize a progressive growth of volcanic activity and — after the point of culmination (following the central, main, ignimbritic eruption) — a slow rate of decline. The first products of marginal volcanism seem to derive from deep mantle portions which may be held for some kind of primary magma chambers.

It can be supposed, however, that in the comparatively well-soluble country rocks such as carbonate rocks, the pre-existing channels were widened and that even real secondary magma chambers may have been brought about. The existence of such secondary magma chambers is proven by high carbonate content, by the recurrent zonality of plagioclases and by the recurrent series of alteration of pyroxenes both in the Börzsöny and Mátra Mts.

These first products of marginal volcanism often show a chemical composition still somewhat related to central acid volcanism. They form — at least in the Dunazug-Börzsöny — acid, garnet-bearing biotite-dacite and biotite-andesite laccolits and lavas. The mean Tortonian products of marginal volcanism are represented by more basic andesite lavas.

The mineralogical composition of these orthomagmatic rocks is defined chiefly by the rate of cooling of the magma. Comparatively steeper initial part of cooling curve is obtained for amphibolic or biotitic andesites and chiefly for amafites and microandesites, whereas flat curves characterize the rate of cooling of pyroxenic andesites. The volume of cooling magma and conditions of pre-heating are important factors involved in this process. (See p. 245 in the present volume.) Accordingly, the Palaeogene volcanics composed of minor, swiftly-cooling magma masses in Hungary mostly represent amphibolic and biotitic andesites. The Börzsöny volcanics representing medium-size magma masses in an area not pre-heated by igneous activity are mainly of amphibolic andesite composition. The Mátra Mts'. large magma masses in an of previous ignimbritic volcanism have mostly pyroxenic andesite composition with flat curves of cooling. The andesites of the Tokaj Mts. are — even in case of acid chemism — mostly pyroxenic andesites. and even the dacites themselves are more often pyroxenic than amphibolic ones, a fact corresponding well to the very intensive ignimbritic pre-heating of this area.

The near-surface and central products of marginal volcanism were altered by wet sediments to hypo- and endometamagmatites ("hydrothermal alteration"), in which the place of feldspars is taken mostly by clay minerals or zeolites, while pyroxene, amphibole, and biotite are associated with or replaced by chlorite, glauconite, seladonite, etc.

In the last phases of terminal volcanism the younger effusive rocks were often affected by potassium metasomatism, i.e. converted into potash trachytes, sanidinites, and adularites (Tokaj and Mátra Mts.). This was due to maximum heating of the volcanic channels and to simultaneous reduction of the amount of magma delivered, a reason why the ratio of the selectively migrating transvaporization products taken up from the country rock, to the volume of magma increased considerably.

The final Late Pliocene — in part probably even Pleistocene — basaltic volcanism was marginal to the Pannonian Median Mass. Its largest coherent area in Transdanubia shows, itself, a zonal arrangement, with products tending outwards to become younger and more abundant in pyroclastics.

НЕОВУЛКАНИТЫ ВЕНГРИИ

Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ — ДЬ. ПАНТО — Т. ПОКА — Г. ПАНТО — В. СЭКИ-ФУКС — Й. КИШШ — И. КУБОВИЧ

Резюме

Третичный вулканизм начался в палеогене на западном и северном краях центрального Паннонского бассейна (Задунайский край и район с. Речк в СВ-й Венгрии) с небольшими извержениями биотитовых и амфиболовых андезитов, а также пирокластитов.

В начале неогена магматическая деятельность распространилась на всю северную половину Паннонского срединного массива. В миценовое время имело место трехкратное извержение кислых, весьма богатых газами, игнимбритовых продуктов поточных туфов, происходивших, по-видимому, из магматических очагов малых глубин. Особенно силь-

кавшегося бассейна, внедрились, в основном, вдоль трещинных вулканов. Они образовали три — частью перемешанных — стратовулкана (Дуназуг—Бёржёнь, Черхат—Матра, Токай—Прешов) большей частью в тортонское время, но на территории гор Токай также в сармате. Здесь тоже можно проследить прогрессивный рост вулканической деятельности и — после точки кульминации (после центрального, главного игнимбритового извержения) — медленное сокращение ее. Первые продукты краевого вулканизма происходят, по-видимому, из глубоких частей мантии, которые могут рассматриваться, как своего рода первичные магматические очаги.

При этом можно предположить, что в легко растворяемых боковых породах — в том числе карбонатных — первоначальные подводящие каналы были расширены, причем могли образоваться даже настоящие вторичные магматические очаги. Существование таких вторичных магматических очагов подтверждается содержанием карбонатов в вулканитах, а также повторной зональностью плагиоклазов и повторяющимся изменением пироксенов как в породах гор Бёржёнь, так и гор Матра.

Эти первые продукты краевого вулканизма по химическому составу часто сравнительно близки к образованиям центрального, кислого вулканизма. Они образуют — по крайней мере в горах Дуназуг—Бёржёнь — кислые, гранатосодержащие, биотитодацитовые и биотито-андезитовые лакколиты и эффузивы. Продукты тортонской основной фазы вулканизма представлены андезитовыми лавами более основного состава.

Минералогический состав рассматриваемых ортомагматитов обусловлен, главным образом, скоростью остывания магмы. Более крутые начальные отрезки кривой остывания получаются для амфиболовых или биотитовых андезитов и даже амафитов и микроандезитов. В то время, как пироксеновые андезиты характеризуются пологими кривыми остывания. При этом, объем остывающей магмы и предварительное нагревание являются важными факторами. (См. стр. 245 в настоящем выпуске.) Соответственно этому, в Венгрии палеогеновые вулканиты, состоящие, как правило, из небольших, быстро остывших масс магмы, представляют собой большей частью амфиболовые и биотитовые андезиты. Вулканиты гор Бёржёнь с магмамы, средними по объему, внедрявшимися в районе, не подверженном предварительному нагреванию магмой, имеют в основном амфиболандезитовый состав. Внедрявшиеся и извергшиеся в процессе предыдущего игнимбритового вулканизма, крупные магматические массы гор Матра имеют, в основном, пироксеноандезитовый состав и характеризуются пологими кривыми остывания. Андезиты гор Токай являются большей частью пироксеновыми андезитами даже при кислом химическом составе. При этом даже сами дациты чаще представляют собой пироксеновые андезиты, чем амфиболовые, что хорошо связывается с весьма интенсивным предварительным игнимбритовым нагреванием данного района.

Приповерхностные продукты краевого вулканизма были превращены важным на контакте с осадочным материалом в гипо- и эндометамагматиты («гидротермальное превращение»), причем полевые шпаты замещаются преимущественно глинистыми минералами, в то время как пироксен, амфибол и биотит сопровождаются или замещаются хлоритом, глауконитом, селадонитом и т. п.

В последние фазы завершающего вулканизма более молодые эффузивы часто подвергались калиевому метасоматозу, то есть превратились в калиевые трахиты, санидиниты и адуляриты (горы Токай и Матра). Это было обусловлено максимальным нагреванием поводящих каналов и одновременным уменьшением объема извергаемой или внедряющейся магмы, в связи с чем значительно увеличилось соотношение выборочно мигрировавшихся продуктов трансвапоризации, извлеченных из боковых породы, к общему объему магмы.

Завершающая позднеплиоценовая — частью, вероятно, даже плейстоценовая — фаза базальтового вулканизма происходила в краевой зоне Паннонского срединного массива. Наиболее обширная выдержанная зона развития его тоже обнаруживает определенную зональность, так как по мере продвижения к краям продукты становятся моложе и богаче пирокластитами.

ным было проявление игнимбритов в среднетортонское время, причем центр вулканизма находился где-то в районе среднего течения реки Тиссы — отсюда и название Среднетисский вулкан. Объем изверженных продуктов вулканизма — около 20 000 км³ в пределах Венгрии — был примерно десять раз больше общего объема краевого андезитового вулканизма в целом.

Андезитовые пирокластиты и лавы, чередующиеся с этими риолито-риодацитовыми образованиями, но встречающиеся большей частью только в пределах краевой зоны опус-

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 181—186 (1967)

CARTOGRAPHICAL REPRESENTATION OF EVOLUTION IN EARTH HISTORY

By

E. SZÁDECZKY-KARDOSS

GEOCHEMICAL RESEARCH LABORATORY, HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, BUDAPEST

The representation of crustal evolution requires the simultaneous representation of two variables, time and site. An approach to the solution of the problem is the construction of geohistorical "clock diagrams" for each structural unit. On the diagram the direction of vectors represents in a clockwise succession the age, whereas the quality (width etc.) of the vector arrow represents the event according to a predetermined code.

Whereas a tectonic map represents the last intense folding only, the evolution map shows all discernible phases of folding, as well as their sedimentary, igneous and metamorphic events, proportionally to their importance, *i.e.* in a form suitable for comparisons. This new type of map facilitates, by providing a comparative representation of absolute ages, a critical evaluation of the isotopic age date. The paper also deals with the relationship of the evolution map to the other types of geologic, structural, palaeogeographic and facies maps.

1. Maps of geological evolution

The representation on a map of the material and structural evolution of the Earth's crust is a problem much more composite than the usual simple representation of a given geological state, *i.e.* than the diverse types of geological, palaeogeographical, structural, metallogenetic maps, etc. Illustrating evolution means representing something that changes in time as well as in space.

Temporal variations have so far been illustrated by constructing time-dependent graphs for selected points or for zones of homogeneous behaviour, or more comprehensively by block diagrams. Detailed and comprehensive representation of petrogenetic evolution of great areas in this way is, however, practically impossible because of problems of scale.

The problem raised here is that of the simultaneous representation of the essential data of regions of diverse nature, of changes in time in parameters usually, recorded in space, *i.e.* simultaneous representation of a whole series of maps. The two variables — space and time — must be considered simultaneously.

To characterize *e.g.* petrogenetic evolution in this manner, requires the presentation of at least four series of data: 1. the age of non-metamorphic sedimentary or igneous rocks, 2. the age of non-metamorphic rearrangement, *i.e.* of simple folding, 3. the age of metamorphic recrystallization, and 4. the age of the original sedimentary or igneous rock that had undergone meta-

morphism. Each series may split up into several sub-series of ages. Furthermore, the age of metamorphism is to be supplemented by the indication of whether the process produced epi-, meso- or cata-type rocks. Hence, a petrographic evolution map of the terrestrial surface requires, in principle, the representation of at least five data at every point of the map.

It is hardly practicable to represent all these data on a conventional coloured map. The "geological clock method" to be outlined below offers, however, a solution for the problem. On the clock face, the successive episodes in the evolution history of a region are represented by vectors whose angle of direction with an arbitrarily fixed zero direction is proportional to time, *i.e.* represents the age of the events. The nature of the episode is shown by the nature (width etc.) of the vector arrow. Petrogenetic evolution can, consequently, be represented with the aid of a set of vectors constituting a "geological clock". The method brings together map and diagram.

If the map is provided with an orthogonal grid of lines, similar to the projection system of geographic longitudes and latitudes, then eight directions corresponding *e.g.* to eight main phases of orogeny may be directly plotted and read, and with the aid of a protractor, practically all the main phases of folding can be distinguished. By using a logarithmic time scale, it is possible to show in greater detail the episodes of the better-known epochs closer to our day, by compressing the angular interval representing the early periods of Earth history (Fig. 1). It is possible in this manner to extend the diagrams to cover the entire span of known geological ages. For more specialized purposes, such as showing the evolution of restricted areas, a time scale covering a shorter interval but permitting a more sensitive recording of numerous episodes can be used. In this case, a logarithmic distortion is hardly necessary. The reading of the diagrams is facilitated by affixing index letters to age vectors. For maps of metamorphism easier reading is assured by the clock going round twice with different symbols (see below).

Fine lines may indicate sedimentary events, fine or heavy cross-ladders represent the acid or basic magmatism, fine or heavy chief-lines the volcanic or plutonic activity, heavy or double lines the epi- or meso-catametamorphism, sinuous lines indicate a folding without metamorphism. The diagram is easier to read if the vectors are coloured *(e.g.* green for sedimentation, blue for folding, red for metamorphism and magmatism).

Continuous periods (cycles) of sedimentation are indicated by connecting the endpoints of the vectors with arcs. The maximum thickness in kilometres of the rock series may be indicated by Arabic numerals. Erosion is to be indicated by arcs traced with opposite curvature, *i.e.* concave outwards. A nappe thrust over the region is indicated by an arrow on the vector pointing towards the centre.

The division of the map area into "structural units" has been performed

already on structural maps. The delimitation of such structural units is necessarily based upon assumptions concerning the uniformity of evolution. This point is discussed in the paper "Rock formation and the evolution potential of continental structures", in this volume.

The boundaries of rock formation, *e.g.* of the basins of deposition are, in reality, likely to be displaced even within the same structural units. Accordingly, on small-scale maps the units are to be subdivided into subunits.

The evolution map represents simultaneously the different isotopic age data, and thus provides a basis for their comparative interpretation and critical correlation.

On the basis of the evolution map, the hidden basement can at any point of the map area be inferred with a great deal of probability. The systematic element thus introduced into geologic prognostics has a practical significance easy to recognize.

The essential concept of evolution maps is most closely related to the type of structural map which represents the age of the structures *(e.g.* the 2.5 million scale map of Europe, published in 1962 in the Soviet Union, or the 5 million scale map of Eurasia published in 1966). The basic colouring of this type of structural map indicates the age of the final deformation of the geosyncline of "the transformation into a platform-type region of the geosyncline" [1]. The age of the final, intense folding cannot, however, be uniquely determined in all cases. A phase of folding intensely deforming the sedimentary series may hardly affect crystalline rocks. Moreover, the last folding may obscure the traces of earlier, possibly much stronger phases of folding and recrystallization. In this way closely related structures, such as the Bohemian and the Rhodope Massif, may receive different colours.

The evolution map eliminates these difficulties.

II. Maps of igneous evolution and of metamorphism

The construction of evolution maps is closely related to the problem of synthesizing palaeogeographical or lithological (facies) maps, too, showing the evolution in time of subsidence areas. The rapidly multiplying ties of international cooperation in the field of geology have created a demand for maps showing the undulations, the ups and downs of the Earth's crust as a function of time.

Maps of igneous evolution. In this context, first there arises the problem of analyzing the connexions between crustal undulations and magmatic evolution, a task to be faced by magmatologists. Subsidence connected with deposition and emersion connected with hiatuses represented together with volcanism, might provide a sound basis for analyzing the factors of magma activation. If volcanism in a given region is directly subsequent to subsidence,

this suggests the formation of magma-bearing fissures to be connected with a disjunctive, tensional stress field. If, on the other hand, volcanism occurs in a previously emerged region, this suggests a crowding of matter, chiefly of gases in subcrustal layers. If volcanism is preceded by large-scale emersion gradually displaced laterally and succeeded by similarly shifting subsidences, that suggests a deep "magmatic" current whose direction and velocity of displacement may also be inferred from the map. The existence of such direct connections between volcanism and sedimentation proves mostly the existence of a shallow magma chamber, whereas the lack of such correlation is indicative of a deep magma chamber.

Evolution maps for sedimentary basins may be contracted *e.g.* by tracing and numbering in their temporal succession the outlines of the basins of deposition. To this representation of the undulations of the surface, the sites of volcanic vents in the corresponding periods are added.

Maps of metamorphism. The essential data of metamorphism may be simply plotted on basement maps by using superposable symbols *(i.e.* symbols that, even if drawn above one another, can be readily distinguished), *e.g.* hatching or dotting in various directions.

In order to introduce a simplification into the highly complicated relationships between problems of metamorphism, let us distinguish three fundamental types of tectonical process here with some intensity degrees:

I. Subsidence of a basin of deposition, without substantial dislocation connected mostly with disjunctive deformation.

II/1. Sedimentation with epidermal folding, mostly of the gravity-slidding type, presumably largely on the flanks of the trough of sedimentation,

II/2. Anchi-metamorphism as a result of rapid foundering and dislocation, presumably largely on the bottom of flat dish-shaped basins.

II/3. Epimetamorphism plus folding, presumably as a joint result of processes II/1 and II/2.

II/4. Meso- and catametamorphism plus folding with migmatitization and alkali metasomatism, presumably around the heat centres of the geosynclinal stage.

III/1. Eruption of magma in the crust brought to the verge of consolidation by the above processes, in the portions of the upper crust above the zones of migmatitization (II/4).

III/2. Late orogenic andesitic-ignimbritic and final basaltic volcanism, under formation of fundamental faults (lineaments) traversing the fully consolidated crust as well as the upper mantle.

By illustrating these processes of rock formation (intensity trends), separated for each orogenic cycle, maps of metamorphism condensing a great deal of information can be obtained. As in a given period the rocks of the cycle proper or the rocks of some previous cycle may undergo metamorphism

at different levels of intensity, it is expedient to reduce on the map the number of intensity classes to three (Fig. 3), contracting classes I and II/1—2, II/3—4 and III/1—2, respectively.

The purpose of the map of metamorphism is the representation of the established cycles of mountain building, the different degrees of metamorphism, in different areas, and the transitions towards higher (or lower) degrees of metamorphism in the subsequent cycles. In the Alps *e.g.* the cycles to be shown are 1. the Hercynian cycle, present hidden in the entire region, whose rocks did not in their bulk pass the epimetamorphic stage within the Hercynian cycle proper; 2. the Alpine cycle, whose proper rocks attained meso- and cata-crystallinity in the South Swiss heat centre, while the Hercynian deposits attained these same stages over large areas (NIGGLI, 1960; TOLLMANN, 1965).

The representation of all these elements are shown by two maps. The one, more schematic, bears conventional symbols (Fig. 2). The other, more refined, is based upon the principle of the geological clock. On the latter, the clocks were made to go round twice (even three times) to facilitate reading. In this way four directions suffice to represent eight cycles (ages) and four further events. The Pre-Cambrian events are shown with continuous lines, those subsequent to the Cambrian with dashed lines. Less heavy lines show primary rock formation (igneous and sedimentary, as well as metamorphic up to the epi-stage), heavier lines the meso- and cata-metamorphism and igneous intrusions within the cycle. Recrystallization in a later cycle is shown by the diagonal hatching of the line of the primary rock formation in the direction of the vector of the cycle of metamorphism (Fig. 3). The relatively thin nonmetamorphic deposite outside the geosyncline may be indicated by dashed lines in the appropriate directions. Such deposits being largely restricted to younger cycles, it is sufficient to represent them only from the Cambrian onward.

The data required to construct the map demand complex research. The K—Ar and Rb—Sr dating techniques furnish the approximate ages of the igneous intrusions only, *e.g.* that of the anatexis or differentiation, whereas U—Pb dating yield the ages of certain events of crystallization and cooling (JÄGER, 1966). The age of metamorphism cannot, however, be uniquely determined by isotopic analysis: intense metamorphism in an open system results in mixed ages greatly influenced by cooling, whereas in the case of weak metamorphism the age of the original rock will result. Hence, the age of metamorphism must be established by relative dating based upon events or formations of known absulute age, *e.g.* upon the isotope dating of migmatites contemporary to metamorphism, and under consideration of field relations, *e.g.* continuity or unconformity of successions and petrographic evidence (inclusions of older rocks in younger formations).

REFERENCES

BOGDANOV, A. A.—SCHATZKY, N. S.: Tectonique de l'Europe. Moscou, 1964.
JÄGER, E.: Das Alter von Graniten und Gneisen. Tsch. Min. Petr. Mitt. III. Folge **XI**, 304, 1966.
LEVORSEN, A. J.: Paleogeologic Maps. London, 1960.
NIGGLI, E.: Mineral Zonen der alpinen Metamorphen in den Schweizer Alpen. XXI. Intern. Congr. **XIII**, 132, Copenhagen, 1960.
TOLLMANN, A.: Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. Naturhist. Tagung Beiblätter, Wien, 1965.

ОБ ИЗОБРАЖЕНИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА КАРТЕ

Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ

Резюме

В связи с изображением развития вещественного состава и структуры земной коры возникает вопрос об одновременном изображении двух комплексных (сложных) переменных — пространства и времени. Вопрос может быть решен путем сопоставления для каждого тектонического района векторной системы — «геологических часов», где направления векторов показывают возрасты геологических процессов с прогрессом по ходу часовой стрелки, а по характеру векторных прямых можно судить о качестве соответствующих процессов. На составленной таким путем карте общие процессы ряда тектонических районов отображаются векторными прямыми, пересекающими все эти районы; процессы же с постепенным сдвигом во времени и пространстве — дугообразными изгибами векторов. Если на тектонической карте указывается, в основном, последняя интенсивная складчатость, то на карте развития земной коры отображаются — с подходящей для сопоставления подробностью — все выявляемые циклы складчатости с указанием последовательности соответствующих осадочных, магматических и метаморфических процессов. Благодаря сравнительному изображению данных определения абсолютного геологического возраста пород, новый тип карты способствует и их критической интерпретации. В работе также рассматривается отношение карты эволюции земной коры к другим типам геологической карты.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 187—203 (1967)

A MAP OF GEOLOGICAL EVOLUTION OF SOUTH EASTERN EUROPE

By

E. Szádeczky-Kardoss

GEOCHEMICAL RESEARCH LABORATORY, HUNGARIAN ACEDEMY OF SCIENCES, BUDAPEST

The paper presents, as a methodological example, a preliminary map of geological evolution in Southeastern Europe, based on information contained in relevant literature.

Some fundamental traits of the Russian Platform — the size of the shields and of the aulacogen and the changes of direction of the main strikes — are reflected by the massifs and younger geosynclines of the young SE-European orogenic belt.

The evolution of the massifs of the SE-European orogenic belt takes place in steps, by the accretion of concentric zones. The oldest structures — Moldanubian mass, middle belt of the Pannonian Mass, Moesian Platform — lie chiefly innermost, the younger ones on the perimeter. It is the central core that shows the most intense cata- and mesometamorphism, brought about by the most ancient orogenic cycle. Owing to their lesser degree of consolidation, the zones farther outside may be the loci of further geosynclinal and orogenic evolution. The shift of the geosynclinal axes entails a simultaneous narrowing of the area susceptible of geosynclinal behaviour. The paper further deals with some principles of the delimitation of structural-regional units.

The concepts of geotectonical analysis were derived in the first place from the study of young and well-exposed structures. The criterion by which the terrestrial surface is divided into structural units shown on tectonic maps is the age of youngest folding. This means that the principle of accepting the morphologically conspicuous, relatively young cycles of folding has been adopted as the focal point of structural interpretation. This process attributes particular importance to young structures, making the interpretation teleological as it were the present state of things the principal aim of structural development.

Present structures are, however, largely dependent on earlier stages of evolution; late stages are to a considerable degree predetermined by previous structures.

Metamorphism (and, as will be discussed in the next paper of this volume, particularly high-grade metamorphism) is likely to reduce considerably the mobility of the crust and their ability to participate in structural evolution. The decisive "intense" structural event in the life of a region is, consequently, the first high-grade (meso-catazone) metamorphism.

This is why it is necessary to introduce a sharper historical consciousness into structural analysis, by raising ancient structures to the same rank that is attributed to the most recent one. Late stages of evolution and related

structures, such as the Alps and Carpathians, as a result of such analysis, turn out to be secondary structures due to isostatic and other reactions of ancient structures loaded with masses of young sediment.

Important tool for the elaboration of this aspect is the map of geological evolution (see the former paper of this volume) which offer a possibility of representing without attenuation also the less conspicuous early processes in the proper proportion of their presumable original intensities.

The present author has constructed a preliminary map of evolution of SE-Europe, exclusively with a methodological aim in mind. As a basis, schemata of evolution of the structural units of SE-Europe were composed out of a somewhat randomly selected literature. The present construction raises no claim either of completeness or of a critical confrontation of all relevant opinions. (The proper geological evolution map of SE-Europe shall be elaborated on an international basis within the Carpatho-Balkanic Association.)

As far as the subdivisions of the time-scale and the names and symbols of these subdivisions are concerned, the author has adopted the subdivisions of the Structural Map of Eurasia (1966, Moscow)

Sm: Saamids, older than 2200 million years
Bl: Belomorids, between 1900 and 2200 m. y.
K: Karelids, between 1500 and 1900 m. y.
St: Satpurids (cca Gothids), between 900 and 1500 m. y.
B: Baikalids (cca Rifeids), between 550 and 900 m. y.
C: Caledonids, between 370 and 550 m. y.
H: Hercynids, between 220 and 370 m. y.
A: Alpids, younger than 220 m. y.

On the preliminary map, the various types of sedimentary formations have not as yet been differentiated.

I. Archaids

Ukrainian shield

(Lit. Structural Map of Europe and Eurasia, and Notes to that Map, by SEMENENKO and BOGDANOV, 1964)

1. Saamidic metamorphism particularly near centre
2. Belomoridic metamorphism particularly near the eastern and western border; charnockite intrusions
3. Karelidic magmatism partly resulting in rapakivi-type granites*

* The subdivision proposed by SEMENENKO is different:
Precambrian I (Catarchean, 2700 to 3600 m.y.), e.g. Yambur metabasites and migmatites;
Precambrian II (Archean, 1900 to 2700 m.y.), e.g. Dnieprovian, Bug-Podolian;
Precambrian III (Proterozoic, 1200 to 1900 m.y.), e.g. Krivoi Rog formation, Dvinian and Volhynian.

4. Young sediments (on western border non folded Rifean, Devonian and Mesozoic, on south-eastern border (Carpathian foredeep), folded Rifean, Silurian shale and limestone, Cretaceous marl and glauconitic sandstone, Eocene and Neogene at Todireni: DUMITRESCU, 1964)

II. Satpurids

Moldanubian region

(Lit. F. SUESS 1926, MÁSKA and ZOUBEK 1964, GAERTNER and WATZNAUER 1964)

1. Karelidic (Early Proterozoic) sedimentation in a geosyncline
2. Gothidic* (Moldanubic, Pre-Assyntic) cata- and mesometamorphism (recently challenged by some authors who place it into the Early Hercynian)
3. Marginal Upper Proterozoic sedimentation
4. Cca. Baikalidic (retrograde?) epi- and mesometamorphism
5. Early Hercynian granitoids, partial diaphtoresis.

The Moldanubian region is to be parallelized with the Granulite Massif placed into the Saxothuringian region (see Variscids-Hercynids).

Southern part of the Moesian platform

(Lit. GAVAT et al., 1963)

1. Prekarelidic rock formation and Karelidic granitoids
2. Gothidic metamorphism (?)

III. Baikalids (Assyntids)

Sudetian Lugian region (Silesia, Sowie gory)

(Lit. SOKOLOWSKY and ZNOSKO, 1964)

1. Precambrian (Baikalidic?) polymetamorphism in eclogitic and granulitic facies
2. Cambrian to Middle Devonian sedimentation
3. Caledonidic folding
4. Upper Devonian- to Permo-Carboniferous sedimentation
5. Hercynidic folding and granitoids, with regional metamorphism around the latter

Tatrid-Veporid region

(partially analogous to the Pennine nappes of the Alps: Lit. TOLLMAN 1965, ANDRUSOV 1964, MÁSKA and ZOUBEK 1964, KANTOR 1959, MATEJKA 1964)**

* Sedimentation being Karelidic, a metamorphism which is pre-Assyntic is possibly Gothidic (Satpuridic).

** New data concerning the Tatrid-Veporid see in the paper of KAMENICKÝ in this volume of the Acta Geol.

1. Proterozoic sedimentation
2. Baikalidic (?: MÁSKA—ZOUBEK) cata- and mesometamorphism
3. Cambrian-Silurian deposition?
4. Hercynidic (?: ANDRUSOV) cata- and mesometamorphism and granitoids (2. and 4. are mutually exclusive)
5. Permo-Carboniferous and younger sedimentation
6. Middle Cretaceous folding (overthrusting)

Moldavian platform: *Southern Dobrogea*
(Lit. GAVAT 1963, DUMITRESCU 1964, SEMENENKO 1964)
1. Early Baikalidic (?) meso- and epimetamorphism
2. Rifean sedimentation
3. "Post-Baikalidic" (*i.e.* Caledonidic) folding
4. Unfolded Silurian (Optasi, Muntenia)

Northern part of Moesian Platform and Eastern Serbian crystalline massif
(Lit. GAVAT 1963, ALEXIĆ, DIMITRIJEVIĆ, PETKOVIĆ 1966)
1. Baikalidic or pre-Baikalidic (?) mesometamorphism: Eastern Serbian "Lower Group"
2. Rifean and Cambrian sedimentation: Eastern Serbian "Upper Group"
3. "Younger Baikalidic" (?) epimetamorphism: Eastern Serbian "Upper Group"

Rhodope (see also Serbo-Macedonian Mass)
(Lit. IVANOV 1965)
1. Young archaic and proterozoic rock forming with anatectic metamorphism, 15—17 km thick
2. Proterozoic greenshists and phyllites (Diabase-phyllitic formation)
3. Cambrian limestone and quarzitic shists with (graphitic) shales
4. Ultrabasic and granitic magmatism
5. Tertiary flish-molasse sedimentation and volcanism

Serbo-Macedonian Mass (see also Rhodope)
(Lit. DIMITRIJEVIĆ et al., 1967)
1. Proterozoic sedimentation and ultrabasic rocks
2. Baikalidic meso-metamorphism (Lower Group, 11 km thick)
3. Rifean to Ordovician sedimentation (Upper Group, 3 to 6 km thick)
4. Caledonidic epimetamorphism and granitoids

IV. Caledonids

Moravian region
(Lit. ANDRUSOV 1964, GAERTNER and WATZNAUER 1964)
1. Pre-Devonian sedimentation

2. Caledonidic metamorphism
3. Paleozoic rock forming
4. Variscan epimetamorphism

Polish Foothills of Carpathians (Lysa Gora and Swiety Krzyz)
(Lit. SOKOLOWSKY—ZNOSKO 1964)
1. Pre-Cambrian and Cambrian flyshoid sedimentation (several kilometres thick)
2. Early Caledonidic (Sardian, uppermost Cambrian) folding without metamorphism
3. Ordovician and Silurian sedimentation
4. Late Caledonidic (cca. Ardennian) folding
5. Upper Silurian to Carboniferous sedimentation

Greenschist zone of Moldava
(Lit. DUMITRESCU et al. 1964)
1. Slate and graywacke sedimentation
2. Weak Caledonidic epimetamorphism

Northwestern zone of Pannonian median mass
(Lit. BUBICS, SZÁDECZKY-KARDOSS et al. 1967)
1. Basement unknown (Baikalidic sedimentation plus Baikalidic-Caledonidic-Hercynidic metamorphism?)
2. Thick Silurian, slower Devonian and Carboniferous sedimentation, partial emersion
3. Hercynidic anchimetamorphism with granite domes in Velence Mountains
4. Permo-Mesozoic sedimentation, prevalent NW dip, insignificant masses of ophiolites
5. Palaeogene sedimentation and andesite eruptions in the SW-region
6. Zone of Oligocene deposits and Miocene volcanism (andesite outside, ignimbrite inside) in the NE-region
7. Neogene subsidence in the Little Plains and on the margin of the Great Plains
8. Upper pliocenic — lower pleistocenic final basalt volcanism

Middle zone of Pannonian median mass
(Lit. BUBICS, SZÁDECZKY-KARDOSS et al. 1967)
1. Baikalidic rocks (mainly granitoids)
2. Small-scale Early Palaeozoic sedim ntation
3. Caledonidic and Hercynidic migmatitization, epi- and metamorphism (Mecsek Mountains granite etc.)
4. Subordinate Permo-Mesozoic sedimentation, somewhat richer in ophiolites

5. Central flysh deposition and folding
6. Neogene subsidence

Gemerids (to be parallelized with some of the East Alpine nappes)
(Lit. KAMENICZKÝ 1955, 1956, ANDRUSOV 1964, MATEJKA 1964, TOLLMAN 1965)
1. Early Palaeozoic sedimentation (Gelnica series)
2. Caledonidic metamorphism (Gelnica series)
3. Permo-Carboniferous and younger sedimentation
4. Slightly alkaline Cretaceous granitoids

Southern Carpathians
(Lit. CODARCEA—RAILEANU 1961, RAILEANU—PAVELESCU 1961, PAPIU et al. 1961)
1. Cambrian to Silurian sedimentation
2. Caledonidic meso- and epimetamorphism
3. Devonian — Carboniferous sedimentation
4. Hercynidic folding and granitoids, metamorphism in the Poiana Rusca.

V. Hercynids — Variscids

Caledonidic mountain building frequently passes imperceptibly into Variscan orogenesis: the evolution of Variscan geosynclines begins simultaneously with the deposition of the Devonian molasse of the Caledonids (BOGDANOV).

Developing an idea of F. SUESS (1926), KOSSMAT (1927) subdivided the region of Variscan folding on a petrogenetic basis as follows:

1. Rheno-Hercynian (Northern) zone with thick Devonian deposits (up to 10 km): Ardennes, Schiefer-Gebirge, Harz;

2. Saxo-Thuringian (Middle) zone with copious initial volcanism in the Ordovician and Devonian and with a locally intensely metamorphized Rifean and Palaeozoic: Vosges, Northern part of the Schwarzwald, Thuringia, Saxony;

3. Moldanubic (Southern) zone with pre-Cambrian and Variscan metamorphism: Bohemian massif

STILLE's (1951) subdivision is based upon the phases of folding:

1. SE (Moldanubian) zone with Baikalidic and Hercydinic folding,

2. Caledonic folding in the E,

3. Variscan folding in the W; Bretonian (lower Carboniferous) in the NW; Sudetian (Middle Carboniferous) in the middle W and Asturian (Upper Carboniferous) in the SW.

The majority of the regions to be enumerated belong to the so-called "Franco-Podolian median mass".

Saxo-Thuringian region (Saxony, Granulite Mountains, Thuringia)
(Lit. KOSSMAT, 1927.)
(The core of this unit, the Granulite Mountains, is pre-Cambrian — see Moldanubian region.)

1. Early Palaeozoic, largely flyshoid sedimentation with initial volcanism
2. Variscan, largely Sudetian mesometamorphism (diaphtoresis in the Granulite Mountains)
3. Upper Carboniferous and Permian sedimentation

Apuseni
(Lit. ILIE 1957, DUMITRESCU 1964)

1. Pre-Hercynian sedimentation
2. Hercynidic (Bretonian) meso- and epimetamorphism with granitoids
3. Carboniferous to Cretaceous sedimentation

Eastern Carpathians
(Lit. DUMITRESCU 1964, KHAIN 1964)

1. Pre-Hercynian sedimentation (Rifean and Early Palaeozoic in the Maramureș)
2. Hercynidic epi- and mesometamorphism
3. Mesozoic sedimentation
4. Middle Cretaceous (Austrian) folding and overthrusting
5. Tertiary flysh sedimentation and other deposits, Styrian and younger folding

Northern Dobrogea

1. Cambrian to Devonian clayey sedimentation
2. Early Hercynidic (Bretonian) epimetamorphism and granite intrusion
3. Lower Carboniferous (Culm) conglomerate; Sudetian epimetamorphism with granite intrusions
4. Gravelly-sandy-calcareous Triassic sedimentation

Stara Planina
(Lit. VRIBLEANSKAYA 1961, ALEXIĆ et al., 1966)

1. Silurian to Lower Carboniferous sedimentation
2. Weak Hercynidic epimetamorphism (diabase-phyllite formation)

VI. Buried older structures and intramontane basins

Barrandian region
(Lit. ANDRUSOV 1964)

1. Silurian-Carboniferous sedimentation (7 or 8 km of graywackes, graphitic clay shales, spilites and melaphyre)

2. Assynitian (Baikalidic) or Hercynian folding and weak epimetamorphism

South Poland: Hercynian foredeep — (Lublin Zone)

1. Ukrainian platform?
2. Carboniferous and Lower Permian sedimentation coal seams, freshwater molasse deposits

Silesian Basin and Polish Foothills

1. Ukrainian Platform or Moldanubian region
2. Rifean to Carboniferous sedimentation
3. Hercynidic folding
4. Permian to Tertiary sedimentary cover

VII. Alpids

Alps

(Lit. TOLLMANN 1965, VAN BEMMELEN 1960, KOBER, 1931 etc.)

1. Pre-Palaeozoic sedimentation, Baikalidic? metamorphism
2. Palaeozoic petrogenesis, largely sedimentary
3. Hercynidic granitization and metamorphism in the deep nappes
4. Mesozoic sedimentation
5. Middle Cretaceous overthrusting
6. Flysh sedimentation; peri-Adriatic granitoids with mesometamorphism
7. Palaeogene and Neogene molasse sedimentation*

Carpathians

(Lit. ANDRUSOV 1964, KHAIN 1964, MAHEL 1960, MURATOV 1964)

1. Permo-Mesozoic sedimentation

* The Petrogenesis in the Alps is different from nappe to nappe, according to the following schemata:

	Ubiquitous crystalline basement, partly in the continuation of the Czech massif with largely pre-Alpidic (mostly Variscan) and some late Alpidic (tonalitic) intrusions.
	Mesometamorphic in Middle East Alpine nappe
Palaeozoic	Epimetamorphic in Pennine nappe
	Non-metamorphic in Upper East Alpine and South Alpine ("Dinaridic") nappe
	Epimetamorphic in Pennine and Lower East Alpine nappe
Mesozoic	Non-metamorphic in Upper East Alpine nappe and in South Alpine zone

Succession of the Alpine nappes from north to south:

1. Flysch nappe: Lower Cretaceous to Palaeogene deposits
2. Helvetian nappe
3. Pennine nappe
4. Upper East Alpine nappe:
   a) Mesozoic: northern limestone zone
   b) Palaeozoic: graywacke zone
5. Lower and Middle East Alpine nappes: crystalline zone and metamorphosed mesozoic
6. South Alpine ("Dinaridic") zone, largely consisting of Mesozoic carbonatic rocks

2. Upper Cretaceous mountain building (Gemerids, Tatrids-Veporids, Apuseni; overthrusting of Southern Carpathians, formation of Kraistide graben)
3. Palaeogene sedimentation
4. Overthrusting and folding of Flysh Carpathians (outer Krosno zone onto inner Magura zone)

4/b. Formation of Neogene collapse basins*

Dinarids

(Lit. PETKOVIĆ 1964, KARAMATA 1967)

1. Permo-Mesozoic sedimentation
2. Middle-cretaceous mountain building with overthrusting of Hercynid serpentines. Acid synorogenic intrusions and subvolcanic masses
3. Subsidence of young basins

As a continuation of the methodological experiment, we shall now make an attempt to interpret the evolution map of SE Europe.

The new map reveals, as did the structural maps of Europe and Eurasia before it, the decisive role of ancient structures, particularly of the Russian Platform, in the evolution of the young SE European mountain system. This had been pointed out already by BAILEY, by SHATSKY and BOGDANOV and others.

The Russian Platform is divided into blocks by depressions of 150 km mean width, SHATSKY's aulacogens. These structures are disposed at more or less regular intervals of 800 to 1000 kilometres, separating blocks of about 850 km width. Units amalogous to these blocks are encountered also within the SE European mountains. The width of principal SE European geosynclines is similar to the aulacogens 150 to 200 km; the width of the ancient complex blocks interspersed between them 700 to 800 km. (A similar block- and ridge-structure prevails on the bottom of the present-day oceans, too.)

The NNW—SSE strike dominating the aulacogens of the Russian Platform near the Ural Mountains gradually turns southeasterly as the Mediterranean is approached. The NW—SE strike is by far the most frequent direction all over the platform. It is the principal strike of both the Saamidic and Belomoridic folding, in the Scandinavian shield as well as on the Russian Platform.

In the eastern portion of the platform this predominant trend turns

* Pattern of the Carpathian nappes with special emphasis on Alpine parallelisms according to TOLLMANN and others:
Flysh nappes with two main zones (Krosno and Magura) in the continuation of the Flysh Alps
Klippen zone (continuation of the Briançonnais)
Tatro-Veporids (continuation of Pennine nappes)
Krizna nappe (continuation of Lower East Alpine nappe)
Choc complex (continuation of Hauptdolomit facies of Upper East Alpine nappe)
Gemerids (continuation of Pachstein Limestone facies of Upper East Alpine nappe)

east-west in the different aulacogens, as in the outline of the Ukrainian shield and in the southern boundary of the platform. These changes of direction are reflected also in the young SE European mountain system. The NW—SE main strike is encountered in the Northeastern and Eastern Carpathians, in the Czech Massif, the North German Plains, Brittany, to some extent in the Pyrenees, in the Iberian massif, and in the principal strikes of the Dinarids and Hellenids. The westerly deviation is repeated in the portion of the Balkan arch where it passes into the North Pontian mountain system and in the bend of the Hellenids on Crete.

In statistical frequency, the above directions are closely approximated by the orthogonal directions of NE—SW strike, both on the Russian Platform and in SE Europe.

Beyond the coincidence in strike and size, there is a contemporaneity in the formation of the aulacogens on the platform and of the geosynclines in the young, folded regions, too. The early subsidence of the South European geosynclines is Rifean and Palaeozoic. Similarly, the aulacogens of the Russian Platform are partly Rifean and early Palaeozoic (Pachelma, Orsa-Crescow, Kazan-Sergiev), partly middle and late Palaeozoic (Donbass aulacogen, Novikova, 1964).

The cressboard structure outlined above is partly effaced by a number of subsequent events.

Firstly, the alternation of blocks and geosynclines (their undulation in the horizontal projection) results in the formation of approximately diagonal zones in the wave troughs. In the chessboard pattern, the shields and blocks are turned into domes of convex outlines. Consequently, the subsiding blocks are surrounded by structural zones disposed concave side outward. These concave boundaries occur in the Paris—London basin and in the older South German basins as well as in the Pannonian Basin.

Secondly, in ever-narrowing zones between the ancient structural units, ever more conspicuous young folded structures develop. As a result, the ancient trends are almost totally effaced, although they exert an influence beyond all doubt. For instance, the East Alps lie in the continuation of the Dinarids (*i.e.* in their main strike direction), whereas the West Alps are about perpendicular, of northerly and northeasterly strike, parallel to the Rhine and Rhone grabens. It is by the welding together of these two building troughs that the characteristic disharmonic quadrant of the Alps came to exist; isostatic response to huge volumes of sediments deposited in troughs parallel to ancient trends deepened the two elements into a coalescent, connected trough. As a result, the present outlines of the young Alpine structure are almost independent of the ancient principal trends.

Similarly, the present-day shape of the Carpathians, composed of three quadrants, seems to be disharmonic with the ancient trends, although the

range was welded together out of three such ancient elements. The one is the trunk of the NE and E Carpathians parallel to the southwesterly trend of the aulacogens of the Russian Platform; the other is the perpendicular subsidence of the NW Carpathians and of the Vrancea deep-focus earthquake plane of NE—SW strike, and the third is the bent trunk of the E and SE Carpathians.

How can the repetiton of the aulacogens of the platform region in the Alpidic geosynclines of SE Europe be interpreted? In the interior of the Russian Platform, the "aulacogens" do not subside deeper than about 5000 metres. In the vicinity of the oceans or of ancient oceanic regions, however, the "aulacogens" may turn into veritable geosynclines if their depth exceeds the mean depth of the oceans — about 5000 metres. In this case they develop into geosynclines through a deep-sea trench stage. Hence, the main trunk of the Carpathians (the NE and E Carpathians) and the Dinarids, closely fitting into the system of aulacogens of the Russian Platform both in strike and spacing, owe their development into geosynclines to the proximity of the true oceanic basin — without a sialic layer — of the East Mediterranean (Structural Map of Eurasia, Moscow, 1966). Just as in the circumpacific system, the subsidences along the oceanside give rise to pairs of geosynclines, with an invariable duplicity of orogenic arches, as pointed out by BILIBIN and by J. TUZO WILSON.

The "aulacogens" and geosynclines are the basins of deposition of the erosion products of the ancient blocks. The geosynclines at the oceanside do not consequently represent newly formed continental masses. In the course of mountain building, the continent hardly ever grows, rather it is re-shaped by the reworking of the old rock material.

Oceanic border is decisive for this type of regeneration: subsidence and folding may repeatedly occur along the same trace. In the case of the Dinarids Alpidic folding was preceded at least by a Hercynidic folding, as revealed by the two spacious zones of serpentines and ophiolites corresponding to Hercynian geosynclines within the Dinarids. Moreover, along the Carpathian border of the Eastern Carpathians of today, four cycles of orogenic regeneration is presumable (GAVAT et al.). 1. The "aulacogen" of this zone was turned into a geosyncline presumably as early as in the Baikalidic cycle (bifurcating zone of the Baikalids to the Eastern, and to the Southern Carpathians). 2. The Caledonidic belt of greenschist is the result of the foundering of the median line of this Baikalidic zone. 3. Its southeastern portion around Galați was regenerated in the Hercynidic cycle. 4. The western portion of the zone was transformed in the Alpidic cycle into the zone of the NE and E Carpathians.

In the northwestern continuation of this polygenetic orogeny, in North Germany and East Poland (Western Sudetic and Saxo-Thuringian regions),

evolution came to a halt in the Hercynidic phase, possibly because of the lack of an oceanic neighbourhood. The Hercynidic basement is buried here under a series of unfolded Cretaceous deposits, several thousand metres thick. The evolution of a geosyncline is prohibited here by the great distance from the sialless true oceanic region of the Mediterranean.

A further important point is the differentiated recrystallization of the sediments accumulated in the geosyncline. The most ancient recognizable sediment of great extension in SE Europe is the largely anchimetamorphic black Silurian shale, ubiquitous in the Tatro-Veporids, Gemerids, in the central zone of the Pannonian median mass, in the Carpathians including their most ancient southern branch, and in the Stara Planina. The earlier presilurian deposits are mostly metamorphosed, whereas the younger postsilurian ones are hardly ever metamorphosed at all.

All in all, the metamorphosing influence of the Hercynian folding seems to have been substantially weaker in SE Europe than in W Europe.

Intense cata- and mesometamorphic recrystallization is encountered, however, also in the youngest structural unit, in the Alps, where violent folding resulted in the incorporation of the crystalline basement into the thrust masses of the nappes. Therefore the problem of the eastern continuation of the Alpine nappes and zones of metamorphism is rather complex. The continuation of the flysh zone in the Carpathians is fairly obvious. That of the Pennine zone is seen by TOLLMANN in the Tatro-Veporids. The same author supposes the prolongation of the Lower East Alpine nappes — along the Sopron and Leitha Mts. and beyond the basement of the Hungarian Little Plains up to about Csorna — in the Krizna Nappe of the Northern, crystalline Carpathians. The Upper East Alpine nappe continues, in the basement of the northern zone of the Pannonian median mass, and in the Gemerids. The continuation of the South Alps in the Dinarids seems to be also an established fact.

There is the problem, however, whether the central zone of the Pannonian median mass corresponds to the crystalline basement of the Alps or to a Middle East Alpine nappe copiously interspersed with crystalline rags. In the present author's opinion, it corresponds to both; the central zone of the Pannonian mass is presumably a homogeneous unit not reworked into nappes.

The disposition of folding and partly of the products of recrystallization reveals a kind of concentricity around the ancient blocks (Fig. 2 and 3. in the precedent paper of this booklet). The core of the blocks usually consists of the products of the most ancient cycles. Proceeding towards the perimeter one encounters concentric zones, some of them incomplete, composed of the products of the younger cycles; on the perimeter there are belts belonging to the Alpine cycle. The ancient cores are the Satpuridic — Baikalidic Moldanubian region, the middle zone of the Pannonian median mass and the

Moesian platform. These are surrounded by the Baikalidic Sudeten region, the (Baikalidic-Caledonidic) Tatro-Veporids and the Baikalidic northern margin of the Moesian platform. In zones partly farther from the cores, there are the Caledonidic Moravian region, the Gemerids, the greenschist zone of Moldva, the Southern Carpathians. Further, they follow the Hercynidic Saxo-Thuringian zone, the northern zone of the Pannonian median mass, the Apuseni and the Eastern Carpathians. Finally, the youngest boundary zone consists of the Alpidic system of the Alps, Carpathians and Dinarids.

Within this concentric disposition, crystallinity tends to decrease from the centre outwards.

Locally one recognizes, even within the individual zones, symmetric changes in the degree of crystallinity. This arrangement is obvious, *e.g.* in the crystalline basement of the Pannonian Basin. (In both the northern and the central zone of the Pannonian median mass, there occurs a crystalline core situated to the south of the respective zone. The cores are flanked to the north by successions of Permo-Mesozoic deposits. The two zones differ in the nature of their crystalline core. The core consists in the northern zone of anchimetamorphic Early Palaeozoic, penetrated by the Hercynian granite of the Velence Mountains, without regional metamorphism. The crystalline core of the central zone is regionally migmatized, the migmatic level passes gradually into meso-, epi- and anchimetamorphic rocks.)

Variscan and Pre-Hercynidic plutonism is most intense in the central portion of each zone, in the Velence Mountains on the one hand and between the Danube and Tisza (near Soltvadkert) on the other.* These middle plutonic parts represent the most intensely eroded sections of both zones: indeed, in the middle zone, the plutonic block subsequently foundered to form a graben-like structure. The line connecting the centres of the two cores lies in the continuation of the crystalline dome of the Rhodope. The crossing of the Alpine trend with the perpendicular Rhodopic-Kraistidic trends is manifest in all structures, young and old, of the Pannonian Basin.

The two Pannonian zones are separated by a band comparatively rich in Mesozoic ophiolites. It is along the same line that the Komló andesite crops up in the Miocene, whereas the southern border of the middle zone carries the oldest "subsequent" andesite-rhyolite volcanism, of Upper Cretaceous age, in the Vlădiasa.

The two zones differ also in Tertiary subsequent volcanism: in the northern zone, Paleogene and, further NE, Neogene andesitic volcanism is

* In the middle part of the crystalline of the central zone between the Duna and Tisza rivers, even the pre-Variscan metamorphics are of granitic origin. On its both wings — in SW in the Mecsek Mts. and in NE, east of the Tisza river metamorphics of the Réz, the Meseś, the Transylvanian Bükk Mountains and also of the Maramureş, — the pre-Variscan rocks are partly of sedimentary origin.

predominant, whereas the entire length of the southern one is characterized by Miocene ignimbrites.

Traces of concentrically symmetrical block structures are encountered also in the shields incorporated in the platforms, such as (according to the latest Structural Map of Eurasia) the Ukrainian shield consisting of a Belomoridic core and a Karelidic periphery.

The concentric structure is most readily interpreted as a result of radial heat flow from the heat centre of migmatitization. This results in dominantly high-grade metamorphism in the migmatic centre, in low-grade (epi)metamorphism farther outwards, and in only anchimetamorphism chiefly on the periphery. Hence, presumably even the ancient folding which brings about the profound recrystallization of the cores, encompasses the entire block, but the marginal zones stay non-metamorphic and thus plastic. Since, however, cata- and mesometamorphism render the core relatively resistant, migmatitization and recrystallization and even intense folding will be shifted outwards from the core in the next cycle, and so forth, until rejuvenation is restricted to the outermost border zone, whose young folding renders it most conspicuous of all. Thus rejunevation and the geosynclinal-orogenic process are restricted to ever narrower areas. The displacement of the orogenies is consequently equivalent to a reduction in area, too.

Early migmatitization has, in the later stages of metamorphism, different consequences in the central and peripheral zones. In the central core, the subsequent outward displacement of the heat centre results in retrograde metamorphism as related to the cata- and mesometamorphism of the early cycles, whereas in the slightly folded and very low-grade metamorphosed regions of the peripheral zones, the further stages of migmatitization will evoke progressive metamorphism. (This is the contrast apparent *e.g.* between the diaphtoritic crystalline schists of the central portion between the Danube and the Tisza of the middle Pannonian zone on the one hand, and the progressive metamorphism of the peripheral parts of this same zone *e.g.* in the Mecsek Mountains on the other. BUBICS et al.)

Since in geosynclinal and orogenic evolution migmatitization manifests itself in the phases of synorogenic granitisation, the early migmatitic centres of the SE European blocks presumably correspond to the geoanticlinoria that came to exist in the first phase of folding of the geosyncline. In this area, the migmatitic evolution of the central core is not a primary event. The primary event is the subsidence of the geosyncline, in keeping with the "lineamental"approach of PEJVE, ASGHIERI and others. According to this hypothesis, it is the traces of the young orogens separating the older consolidated blocks that seem to be fixed beforehand by ancient lineaments, in SE Europe as well as in the Russian region. Since the formation of lineaments and the subsidence of the geosyncline is a disjunctive-tensional process, this

structural evolution is, at least partly, in keeping with the assumption of deep magmatic currents and with the expanding-Earth theory. This evolutionary trend is unlikely to have substantially changed within the last thousand million years, in the period which stands under the sign of the to vast orogenic zones of the present-day Earth.

In the ancient platforms older than a thousand million years, however, the aulacogens are younger than the shields or blocks. This suggests subsidence structures (aulacogens) to be secondary, and the migmatitic heat centres of the ancient cores to be primary. The evolution of the crust in the platforms seems to start with a recrystallization issuing from the uparched structure around the heat centre. This centrifugal evolution typical of structures 2 to 3 thousand million years old, seems, on the other hand, to speak in favour of certain contraction hypotheses. (These opposite evolutionary trends are discussed in more detail in a book by the author, in press at the present writing.)

The fundamental problem of structural maps and maps of evolution is the delimitation of structural units.

A systematization of the structural units and subunits (KHAIN, 1960) is necessary but result in contradictions, as even the concept itself of a structural unit is rather arbitrary. The delimitation of structural units as well as the construction of any geological map requires the tracing of boundary lines. These lines are, however, generally not backed by sufficient evidence. Rocks often pass imperceptibly into one another: consequently, even the lines separating the colours on a normal geological map represent compromises. The tracing of boundary lines becomes inherently inadequate in the construction of structural maps and maps of evolution representing three-dimensional structures in the plane. This is not the well-known case of indicating oblique planes by their lines of intersection with the horizontal plane which inconvenience is readily eliminated by marking the dip of the oblique plane. The fundamental inadequacy of map construction — with all the "linear thinking" in geology — is that the boundary lines sharply separate rock masses which in fact are intricately interwoven. The structural and evolution map distinguishes as well-defined units rock masses whose ragged flanks and interfingering border zones defy any clear-cut definition. Any sharp outlines really existing in nature are secondary, mostly due to faults. Homogeneous faults are, however, relatively restricted in length: from rocks of different strength it passes somewhere along its course into rocks of nearly the same strength, and the fault fades out. The "structural lines" derived from such faults are largely extrapolations. In an unhomogeneous system subjected to considerable pressure, dislocation does not result in continuous plane surfaces: the intensity of dislocation may vary over a wide range. Under the term "structural zone", a number of different phenomena are subsumed, such as zones of emersion and subsidence (morphotectonic units), petrographic belts

(formations of identical cycles, of similar lithology or igneous features: petrotectonic zones). A detailed analysis of all these concepts seems to be one of the important tasks of the future.

REFERENCES

ANDRUSOV, D.: Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten. Berlin, 1964.

ASGHIERI, G. D.: Einige Wesenszüge der Tektonik und Entwicklungsgeschichte globaler Mobilzonen. Geologie, **11** (1962) 133, 13, (1964), 919.

BILIBIN, V. A.: On geochemical types of orogenic zones. Internat. Geol. Congr. 1948, London, Proc. **II.** 22. (1950).

BOGDANOV, A. A. — MURATOV, M. N. — SHATSKY, N. S.: Tectonique de l'Europe. Moscou, 1964.

BUBICS, I.—JUHÁSZ, Á.—KOVÁCS, Á.—PANTÓ, G.—SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Metamorphose in Ungarn. Acta Geol. Hung. **11**/1—3, 1967.

CODARCEA, A.—RĂILEANU, G.—PAVELESCU, L. etc.: Aperçu sur la structure des Carpathes Méridionales entre le Danube et l'Olt. Ass. Géol. Carp. Balk. V. Congr. Bucureşti, Guide d'excursion. 1961.

CIOCARDEL, R. et ESCA, A.: Essai de synthèse des données actuelles concernant les mouvements verticaux récents de l'écorce terrestre en Roumanie. Rev. Roum. de géol. géophys. et géogr. Sér. géophys. **10,** 5, 1966.

DIMITRIJEVIĆ, M. D.—ĆIRIĆ, B.: Essai sur l'évolution de la masse Serbo-Macedonienne. Acta Geol. Hung. **11**/1—3, 1967.

DUMITRESCU, I. et al.: Roumanie, Tect. de l'Europe. Moscou, 267, 1964.

GAERTNER, H. R. and WATZNAUER, A.: The central European variscides, Tect. de l'Europe. Moscou, 158, 1964.

GAVAT, I. et col.: Structura géol. profunda a teritorului R. P. R. dupa datele geofizice. Acad. R. P. R., sp. ser. geof. **I.** 1 Bucuresti, 1963.

ILIE, M.: Munţii Apuseni. Bucureşti, 1957.

IVANOV, R.: Über Grundgebirgsbau, Petrochemie und Verbreitung des Jungvulkanismus im Zentralmassiv der Rhodopen. Freib. Forschungsh. C. 190, 1965.

JANTSKY, B.: Geologie de la montagne de Velence. Geol. Hung. 10. 1957.

KAMENICZKÝ, L.: Gemerid Granite und ihr Verhältnis zur Vererzung des Zips-Gömörer Erzgebirges. Geol. Práce Zprávy 41, 1955.

KAMENICZKÝ I. and KAMENICZKÝ L.—MARKOVIĆ, M.: Vorl. Bericht über die petrographische Erforschung der Phyllit-Diabasserie in den Gemeriden. Geol. Práce Zprávy 5, 1956.

KANTOR, J.: Beitrag zur Chronologie der Granite der Niederen Tatry. Geol. Práce 55, 1959.

KARAMATA, S. et al.: Les roches magmatiques crétacées-tertiaires des Carpato-Balkanides Yougoslaves. Acta Geol. Hung. **11**/1—3, 1967.

KHAIN, V. E.: Carpathes Soviétiques. Tect. de l'Europe, Moscou, 284, 1964.

KHAIN, V. E.: Main types of tectonic structures, their principal features and probable origin. Intern. Geol. Congr. XXI. Sess. Copenhagen, Part **XVIII,** 215, 1960.

KOBER, L.: Das alpine Europa. Berlin, 1931.

KOSSMAT, F.: Gliederung des varistischen Gebirgbaues. Abb. Sed. Geol. L. A. L. 1927.

KSIANKIEVIC, M.: Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rundsch. 45, 1956.

MAHEL, M.: The question of nappes in the Central West Carpathians. XXI. Intern. Geol. Congr. XVIII. Part, 117, Copenhagen, 1960.

MÁSKA, M. and ZOUBEK, V.: The Czech Massif. Tect. de l'Europe, Moscou, 127, 1964.

MATĚJKA, A.: Carpathes Tschécoslovaques. Tect. de l'Europe, 303, 1964.

MURATOV, M. V.: Région plissée alpine, les traits essentiels. Tect. de l'Europe. Moscou, 229, 1964.

NOVIKOVA, A. S.: La platforme russe. Tectonique de l'Europe, Moscou, **54,** 1964.

PEJVE, A. V.: Fractures and their role in the structure and development of the Earth's crust. XXI. Intern. Geol. Congr. Copenhagen, **XVIII,** 280, 1960.

PETKOVIĆ, K. V.: Yougoslavie. Tect. de l'Europe, Moscou, 311, 1964.

ROZLOZSNIK, P.—PÁLFY, M.: Geologie d. Bihar und Bél Gebirges. Geol. Hung. VII. Budapest, 1939.

SEMENENKO, N.: The ukrainian shield. Tect. de l'Europe, Moscou, 47, 1964.

SOKOLOWSKI, S.: Carpathes polonaises. Tect. de l'Europe, Moscou, 290, 1964.

SOKOLOWSKI, S. and ZNOSKO, J.: The area of hercynian folding within Poland. Tect. de l'Europe, Moscou, 142, 1964.

STILLE, H. Geotektonischer Werdegang der Karpaten. Geol. Sachb. 8. Hannover, 1953.
SZENTES, F.: Hongrie. Tect. de l'Europe, Moscou, 307, 1964.
SUESS, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im varistischen Grundgebirge. Berlin, 1926.
TARUNI, L.: On the isostatic structures of the Earth's crust in the Carpathian countries and the related phenomena. Publ. Isost. Inst. IA 6, Helsinki, 11, 1942.
TOLLMANN, A.: Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. Naturhist. Tagung Beiblätter, Wien, 1965.
VADÁSZ, E.: Magyarország földtana. (Geology of Hungary). Budapest, Akadémiai Kiadó, 1960.
WATZNAUER, A.: Neuere Erkenntnisse in der Geologie Bulgariens. Mitt. Geol. Ges. Wien, 268, 1960.
WATZNAUER, A.: Saxothurungikum, Lugikum, ein regional-tektonischer Vergleich. Freib. Forschungsh. C. **17**, 1955.
WIESER, T.: The crystalline basement complex of the Polish Flysch Carpathians. Acta Geol. Hung. **11**, 1967.
WILSON, J. T.: (with JACOBS, J. A. and RUSSEL, R. D.): Physics and geology. New York, 1959.
ZOUBEK, V.: Einige gemeinsame kritische Grundprobleme der Böhmischen Masse. Tagung d. deutschen Min. Ges. München. 1966.

КАРТА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮГОВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ

Резюме

В статье излагается способ составления — на основании литературных данных — предварительной карты геологического развития рассматриваемой области с тем, чтобы привести пример методики такого рода работ и, одновременно, для подготовки к критическому картированию тектоно-петрогенетического развития Юго-восточной Европы.

По составленной автором карте видно, что некоторые коренные черты Русской платформы — прежде всего, размеры ее щитов и авлакогенов, а также изменения главных направлений простирания этих структур — отражаются в блоках и геосинклиналях более молодой Южно-Европейской орогенической области. Блоки развиваются в нескольких фазах с возникновением зональных структур. В их ядрах находятся древнейшие структуры, в краевых частях — наиболее молодые. В центральном ядре произошла наиболее интенсивная ката-мезометаморфическая перекристаллизация древнейшего орогенеза. Следующие по направлению к краям зоны были, ввиду меньшей степени перекристаллизации вещества в них, площадями развития дополнительных геосинклинально-орогенических процессов. По мере перемещения осей геосинклиналей постепенно сокращаются и площади их. В работе также рассматриваются принципиальные вопросы тектонического районирования.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 205—209 (1967)

ROCK FORMATION AND THE EVOLUTION POTENTIAL OF CONTINENTAL STRUCTURES

By

E. Szádeczky-Kardoss

GEOCHEMICAL RESEARCH LABORATORY, HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, BUDAPEST

All three main types of rock formation — igneous, metamorphic and sedimentary — are usually connected with subsiding regions. The rock-forming subsidence is most intense in active orogenic regions. The transition from orogeny to relatively inactive platform takes place when the processes of migmatitization, connected with alkali metasomatism, transform all the rocks into high-grade crystalline schists or anatectites. The originally heterogeneous crustal portions become in the process welded into a plate homogeneous in its resistance to structural forming stresses and to erosion. To attain this state of homogeneity, the same region goes mostly through more than three cycles of orogeny.

Orogenesis produces new rocks partly out of ancient continental shards (secondary geosyncline), partly out of mantle material (primary geosyncline), without substantially changing the mass of continental platforms. The mantle material incorporated into the platform essentially compensates the sum total of material eroded from the continents and deposited in the seas plus the foundered continental masses. Hence, orogenesis does not augment the total volume of the continents to the detriment of the oceanic areas. Consequently, the sialic material constituting the continental masses had had to be differentiated already before the earliest known cycles of orogeny.

The orogenies of the ancient platforms differ from those of more recent times. The former represent a succession of phases of gradual recrystallization of the primordial continental sial, without a true oceanic environment.

Most processes of rock formation (deposition, magmatism and metamorphism) were connected, at least in the last thousand million years, with regions of subsidence. Deposition takes place in subsiding throughs; metamorphism, ultrametamorphism, migmatization and granitization are going underneath. Contemporary volcanism is likewise a largely submarine process; even continental volcanism accompanies mostly graben subsidences of their borders. Folding connected with the first stages of metamorphism is now largely interpreted as the gravity-induced gliding of masses towards axes of subsidence.

Regions of emersion are, on the other hand, generally indifferent for both rock formation and crustal evolution.

The contrast between the actively subsiding and passively emerging areas corresponds to that of orogeny- and platform-type regions. Since, however, the platforms also arose out of orogenic belts, we are confronted with the question whether platforms can be interpreted simply as mature stages of orogenies, or whether there is a more fundamental contradiction between the two types of structures. What is the physical basis of the mechanical and petrographical differences between orogeny and platform? When does an orogenic zone turn into a platform?

Platforms are characterized by an almost complete lack of thick folded sedimentary complexes and of weakly epimetamorphic rocks underneath. The sedimentary cover of platforms, if any, is comparatively thin and unfolded. The sialic upper crust in the platform regions consists, besides igneous rocks, largely of high-grade crystalline schists. As a result, it is homogeneous in its resistance to mountain-building stress and to erosion.

On the other hand, in the young orogenic regions, high-grade metamorphic rocks are accompained by substantial masses of epimetamorphic and sedimentary rocks. Sedimentary deposits occur in the form of geosynclinal accumulations of considerable thickness. Hence, young crustal segments are heterogeneous in their resistance to mountain-building stress and to erosion. Their mobility is facilitated among others also by the substantial translatability of phyllosilicates, the typical constituents of sedimentary and epimetamorphic rocks, in contrast to the rigidity of the tectosilicates largely constituting the igneous and high-grade metamorphic rocks of the platforms.

Consequently, the crust turns into a platform when, owing to migmatitization and to the attendant alkali metasomatism, it has crystallized in its whole mass into high-grade crystalline schists. Its structural and erosional homogeneity will then be no more altered even by subsequent igneous intrusions. Since a single cycle of orogeny will not transform more than a portion of the geosynclinal sediments into high-grade metamorphics (indeed, such metamorphics, in the opinion of WINKLER, form directly, but only in a second case of crystallization), a substantial portion of the sediments of a cycle will stay sedimentary even after the end of the cycle.

The development of a largely homogeneous platform built up of high grade metamorphics and of igneous rocks takes, according to the evidence now available, more than three cycles of orogeny, *i.e.* more than two events of orogenic regeneration.

In the platform structure thus developed, the likelihood of further migmatitization and granitic intrusions is also much reduced. On migmatitization, the deep crust undergoes selective melting in some of its parts and the molten portion may form granitic intrusions, too. If the crust is, however, in its entirety made up of homogeneous migmatitized granitic and granitoid rocks, as in the platforms, it is already a product of selective differentiation and cannot be melted except uniformly in its whole mass. On the other hand, the homogeneous resistance to erosion of the platform renders unlikely the formation of depressions, of deep local basins of deposition.

Thus, the standard features of a platform region are due to the homogeneity of its constitution.

The actively orogenic regions are situated on the borderline between a continent and a true ocean without sialic crust. This position gives rise to different gradients — of density, temperature, strength, etc. The gradients

in altitude give rise to long uninterrupted periods of deposition. This and other gradients further metamorphic and igneous processes. The proximity of the ocean introduces an asymmetry also into the structure of the geosynclinal zone, with the primary geosyncline, lacking a sialic crust and rich in ophiolites on the oceanic side, and the secondary geosyncline with sialic basement and of sparser magmatism on the continental side.

The igneous activity and particularly the abundance of ophiolites in the primary geosyncline are presumably connected with the fundamental faults (BENIOFF surfaces). Ophiolites represent partly undifferentiated mantle substance, risen to the surface in the solid state along the fundamental faults, and rendered less viscous by intake of water, *i.e.* by serpentinization. In the secondary orogeny, substances of the consolidated sialic platform are regenerated. Hence, the original mean composition of the primary orogeny is more basic than that of the secondary one. However, in the course of sedimentary differentiation, part of the Mg content of the ophiolitic rocks is dissolved and introduced into sea water (serpentine → chlorite → clay mineral → dissolved Mg → dolomite). The enrichment of residual clay minerals and of their derivatives, as well as the intrusion of granitoids shift the composition of the primary orogeny towards the sialic pole.

The succession of geosyncline and orogeny does not lead to an increase of the continent to the detriment of the ocean, as it was often believed, *e.g.* according to the Palaeo-, Meso- and Neo-Europe concepts. In the secondary orogenic zones it is the continental crust that is activated, whereas the contribution in the primary orogeny to the crust by the mantle is compensated by the loss of weathering products of continental erosion, transported into the pelagic regions of the oceans.

In this way, orogenesis formes rock masses without any substantial change in either the mass or the composition of the continental crust. This leads, however, up to the conclusion that the sialic substance of the continental crust must have existed prior to the known cycles of orogeny.

A question of fundamental importance is whether the deep structure of the primary orogeny sets a limit of the so-called wandering of the geosyncline, or whether a new geosyncline and the orogenic zone will form even beyond the primary orogenic zone. In other words, when the orogenic belt is in its entirety recrystallized into high grade metamorphics, does it turn into a platform also at the oceanic border or does it remain under the influence of this neighbourhood a permanent site of regeneration of the geosynclinal — orogenic cycles? The Atlantic coast, lacking geosynclines and young orogenies, suggests that orogenetic evolution on the ocean's edge may come to some sort of stop, with the platform reaching down to the waterside, provided at least that the oceanic neighbourhood is not perfectly typical, carrying some shards of sialic crust.

Thus, the contrast between primary and secondary orogenies seems to be restricted to the late phases of Earth evolution to the zones of transition between continents and oceans. On the other hand, the most typical ancient shields — such as the oldest northern part of the Scandinavian shield, the Ukrainian shield and the Canadian platform — suggest that the evolution of the geosynclines which consolidated into these platforms was somewhat different from the evolution of the geosynclines of the oceanside type. In them, ophiolite is scarcer than in the younger primary geosynclines. Syn-orogenic granite magmatism appears to have been more intense, producing particular types of granite, such as rapakivi. The banded ironstone formation is also restricted to this type of geosyncline. All this suggests that these geosynclines formed within continental regions without a true oceanic neighbourhood over an exclusively sialic basement. Thus, the oldest geosynclines of the platforms have to stand closer to the secondary geosynclines of subsequent times than to the primary. This difference is in accordance with the theory of Earth's expansion, according to which oceans hadn't existed at all in the oldest geological times.

Also, the fundamental structure of the ancient geosynclines is different from that of the later ones. It is bilaterally symmetric, having two more or less equivalent sides, each side being, in the subsequent cycle, lined on its outside by a new geosyncline. Between the two symmetrical sides, there is no gradually foundering and degenerating median mass. Instead, there is a gradually growing, and uniformly emerging chunk of platform at the middle.*

This leads to the assumption of a primordial state of development of the Earth's crust in which the sial constituting the ancient continents was already formed (differentiated) but not yet transformed by repeated recrystallization into homogeneous platforms largely consisting of high grade metamorphics. The geosynclinal and orogenic processes could then have taken place within the continents, without the presence of a true ocean.

REFERENCES

BELOUSSOV, V. V.: The conditions of old formation. XXI. Intern. Geol. Congr. Copenhagen **XVIII**, 326, 1960.

BOGDANOV, A. A.—SCHATZKY, N. S.: Tectonique de l'Europe. Moscow, 1964.

KHAIN, V. E.: Main types of tectonic structures, their principal features and probable origin. Intern. Geol. Congr. XXI. Sess. Copenhagen, Part, **XVIII**, 215, 1960.

MILANOVIĆ, B.—KARAMATA, S.: Über Diapirismus der Serpentinkörper. XXI. Internat. Geol. Congr. Copenhagen, **XVIII**, 408, 1960.

PEJVE, A. V.: Fracture and their role in the structure and development of the Earth's crust. XXI. Intern. Geol. Congr. Copenhagen, **XVIII**, 280, 1960.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A map of geological evolution of North-Eastern Europe. Acta Geol. **11**, 187, 1967. (this volume)

* Hence, despite its symmetry, this geosyncline of the ancient platforms is not equivalent to KOBER's bilateral orogeny whose branches are separated by median masses. However, the geosynclines of the ancient platforms were obviously different from the epicontinental seas, too, as the epicontinental deposits never turn into an orogeny, nor a craton, nor a platform.

ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ И РАЗЛИЧНЫЕ ПО СПОСОБНОСТИ К РАЗВИТИЮ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ

Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ

Р е з ю м е

Все три вида породообразования (магматический, метаморфический и осадочный) связаны с зонами опускания. Такого рода опускание наиболее интенсивно происходит в активных орогенических зонах. Орогеническая область преобразуется в относительно неактивную область платформенного режима тогда, когда в процессе характеризующейся щелочным метасоматозом мигматизации разные породы полностью перекристаллизуются в ката- и мезозональные кристаллические сланцы или анатектиты, соответственно. В связи с этим, первоначально гетерогенные участки земной коры становятся гомогенными платформами, однообразно противостоящими тектоническим и эрозионным процессам. Для создания такой степени гомогенизации в пределах одной и той же самой области необходимы больше чем три орогенических цикла.

Орогенез создает новые горные породы частью из старого континентального материала (вторичная геосинклиналь), частью из вещества мантии (первичная геосинклиналь) без существенного изменения объема материалов континентальных платформ. Происходящий из мантии материал компенсирует как потери, связанные с переносом терригенных материалов в океан, так и потери, обусловленные прогибанием соответствующих участков материков. Таким образом, наперекор общепринятой точке зрения, орогенез не увеличивает общую площадь материков за счет океанов. Следовательно, сиалическая масса континентальных платформ была обособлена уже до начала известных древнейших орогенических циклов.

Орогены древних платформ отличаются от современного орогенеза, происходящего в смежных краевых зонах материков и океанов, поскольку они представляют собой серию постепенной перекристаллизации древней сиалической массы материка, имевшей место, в основном, при отсутствии «соседства» с океаном.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 211—220 (1967)

INTERPENETRATION OF PLUTONIC AND VOLCANIC REALMS IN PETROGENESIS

By

G. PANTÓ

HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE, BUDAPEST

The historical categories of plutonic and volcanic rocks turned out to be far from clean-cut at closer scrutiny. Difficulties of classifying the crowded "boundary-formations" could not be eliminated by insertion and present use of "transitional" categories (hypabyssal, subvolcanic). Exaggeration of difference between the two main categories (or their supposed antagonism [KENNEDY—ANDERSON]) seems to be erroneous as nearly all criteria of distinction grade imperceptibly into one another.

In a grouping of all kinds of processes involved in the final consolidation of primary (molten) igneous material, kinetic processes, changes of state, changes of composition and environmental control are distinguished and analysed in detail.

Kinetic processes — concerned with "locomotion" and the drastic changes of speed, of the igneous material — control the alternation of revolutionary (rapid) and evolutionary (slow) phases of rock-formation. Rapid phases result in volcanic characters, slow ones in plutonic features — largely independent of actual depth. At the end of the severally interrupted course of petrogenesis (commonly exemplified by "transitional" formations) an accumulation of products of shallow and deep, slow and rapid phases is reached, the plutonic or volcanic qualification of which depends on the rate of mixing ratios.

Composition changes are controlled by the influence of volatiles to such an extent that an orthomagmatic (shortage of volatiles) and a hypomagmatic (excess of volatiles) trend of differentiation should be distinguished.

Influence of the environment is also catalyzed by ambient volatiles. Different types of action:

Hybridism = local } shift of composition due to wall-rock action at low
Assimilation = general } volatiles
+ Transvaporization = local or general } shift of composition due to wall-rock action at high volatiles
Contamination = assimilation combined with transvaporization

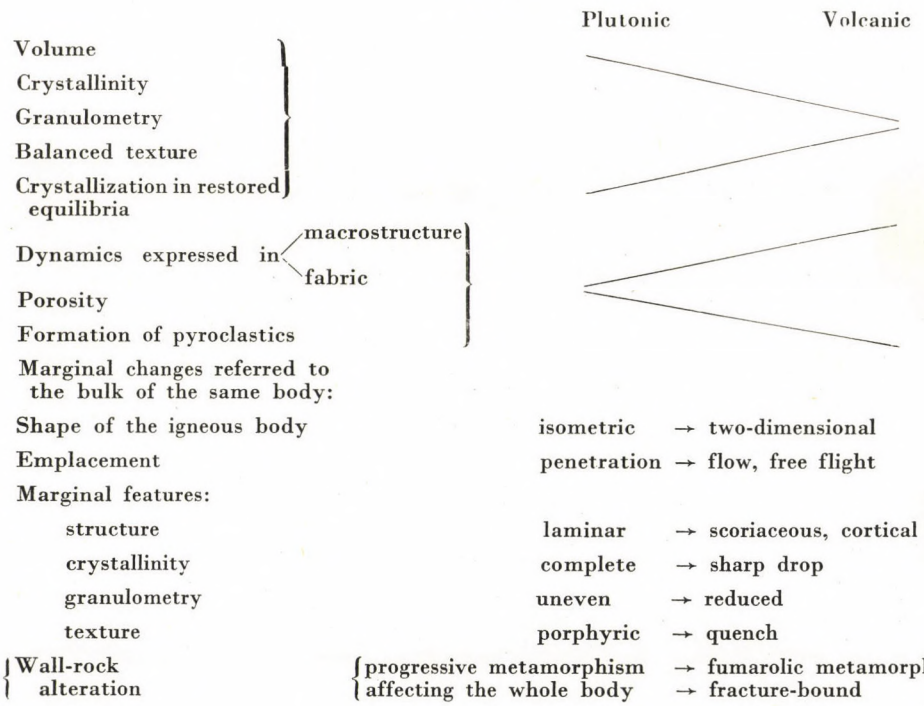
Populous and many-faced almost to the point of inscrutability, the family of igneous rocks (rocks considered to derive directly of molten magma) inhabits the realms of Vulcan and Pluto, two realms regarded as separate and self-contained ever since the earliest beginnings of scientific petrography. Distinction between profound and superficial igneous rocks is absolutely justified and necessary, for it provides a first orientation among magma products. Nevertheless, the complete separation — in fact opposition — of the plutonic and volcanic realms (e.g. by KENNEDY—ANDERSON, 1938, BARTH, 1954, READ, 1956) has, in a certain sense, led astray the evolution of petrography. This is why it seems to be necessary to submit to careful examination, in the light of up-to-date petrologic knowledge, the two ancient categories — always keeping in mind the fundamental differences in their mean chemical composi-

tion (acid plutonic viz. basic volcanic rocks) and in their geotectonical implications (orogenes viz. platforms) — and pruning the unjustified exaggerations in the border zone and patiently dissecting the overlaps, to establish an order founded upon genetic principles.

In an earlier analysis (PANTÓ, 1964), the author, having made an attempt to highlight the commonly accepted principal geological, petrological and mineralogical criteria of distinguishing between plutonic and volcanic rocks, drew the conclusion that the criteria in question are hardly suitable for a reliable and unambigous delimitation of the two realms. Except for the so-called pairs of index-minerals (e.g. microcline-sanidine, diopside-pigeonite), the properties involved in these criteria invariably exhibit a gradual, uninterrupted variation rather than mutually exclusive extremes.

The schemata of the variations of these properties are illustrated in Table I.

Table I



Unfortunately, the consideration of these schemata will not reveal just what is a volcanic and what is a plutonic rock, and it certainly will not serve as a basis for telling where the one category ends and the other begins.

The criterion usually invoked to characterize a plutonic rock or a geological body composed of such rock is its "abyssal outlook", which, accord-

ing to the notions of up-to-date petrology, should not be formed at less than 2000 m depth. By a volcanic rock or rock formation, the terminology of our science does not, unfortunately enough, exclusively mean matter solidified on the surface of the crust (in air or under water), but, making tacit or professed allowances, subsumes under the term the products of a depth interval of several hundred metres below the surface. The somewhat frustrated feeling brought about by the inadequacies of these distinctions as regards the zones of transition between the two realms has, of course, long ago produced intermediate categories ("subvolcanic" — CLOOS, 1921: "hypabyssic" — BRØGGER, 1890); however, the restrictions imposed upon these terms by connotations of size and shape (sill, dyke, laccolith: see Geologichesky Slovar, 1955; Glossary of Geological Sciences, 1960; Naučny Geologicky Slovnik, 1961) have prevented these intermediate categories from substantially contributing to the clearing of the situation.

It was recognized more than a decade ago by SZÁDECZKY-KARDOSS, that a more accurate and refined subdivision of the igneous bodies according to their depth of formation was an indispensable prerequisite to any new way of thinking in petrology and ore geology. In a treatise that drew considerable response from abroad (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1956), he proposed a lasting framework of a system of igneous rocks according to depth of formation, based on the categories holoplutonic, hemiplutonic, subvolcanic and volcanic.

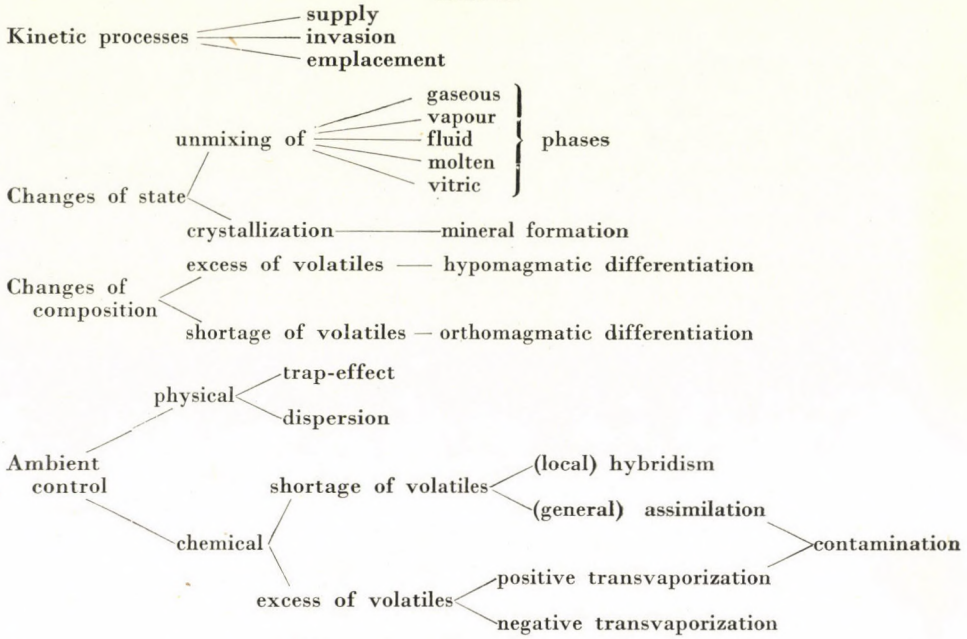
Although recognized as useful from all sides, these categories unfortunately have not so far been populated by examples derived from the observation of Nature, the primary reason for this being that the parameters characterizing the enumerated categories are not, even within the limits of the rough approximations current in geology, proportional (either directly or inversely) to depth of formation.

If in the following we shall attempt to examine the processes one by one taking place in the upper zones of the Earth's crust, we shall do so solely in order to follow the usual ways of analytical thinking, and not to suggest that anyone of these processes might have act separately, independently of the rest. (Table II.)

Most of the table is self-explanatory: the commentary of follow is aimed at pointing out how and where the changes issuing from various sources will exert a decisive influence upon the process of magma evolution and how they will contribute to determining the nature and properties of the end product.

The locomotion of the rock-forming system is a process of fundamental importance: it determines the depth at which the "germination" and evolution of the igneous rock will set in, as well as the context of the mass of magma involved in the final consolidation. Active and passive factors (the internal tension and pressure of the system and the external pressure acting upon it) may combine in a variety of proportions to bring about the motion of the

Table II



magma: the penetration capacity and mobility of the systems exhibits a general trend of gradual increase towards the surface, sudden accelerations and decelerations notwithstanding.

The circumstance that magma motion is of an interrupted, periodic nature should be given due attention, especially in studying the conditions of rock formation. In the eventful history of an igneous rock, periods of accelerated motion (penetration, injection) should be regarded as phases of revolution, whereas the periods of inhibited motion still retain an evolutionary value. It may be taken for granted that the total number of such phases was much larger than the number of those that actually left their imprint on the end product. At great depth, the phases tend to overlap and to grow more distinct as the surface is approached.

The importance of the revolutions brought about by surges of several kilometres resides in the fact that the evolution of the magma will, after such an event, proceed in a radically different setting and under radically changed conditions. Evolution subsequent to a revolution is not a normal sequel to evolution preceding it; on the contrary, the magma must react to the drastically changed physical and chemical conditions of its environment by producing entirely new phases, some of which are brought forth to the detriment of the preexisting phases.

Of the kinetic processes decisive for the mass (supply) of the igneous body, its shape (mode of penetration) and its relation to its environment (emplace-

ment) it is the changes of speed that have the most important bearing upon our analysis of the differences between plutonic and volcanic rocks. The evolution that leads up to the first crystallization, the period considered to be the first important phase of igneous rock formation, is to be placed in a general way, for all igneous rocks, into a depth greater than that of the "near-surface zone" (SZÁDECZY-KARDOSS, 1956), *i.e.* between 2 to 10 km. Now if the rock formation attains — in one step or after repeated revolutions — full solidification within this depth range, the end product will beyond all doubt be a plutonic rock. However, the fates of the rock are by far not definitely decided at the beginning, any portion of a rock-forming system, a major part of which is turning into a pluton, may undergo a sudden surge which tears it far away from the mother body, and this revolutionary impetus may well turn the escaped portion either into a typical volcanic or a "transitional" formation. As for the classification of the products, the decisive question is at what stage of solidification (at what percentage of solidified matter) the rock-forming system enters the "near-surface zone" (0 to 2 km) or the "surface zone" (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1956). But the trajectory and velocity of the surge must not be left out of consideration either (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1964, 1966). A very slow, "secular" surge (0.1 to 1 mm per year) may be considered a tranquil evolution as far as rock formation is concerned, because it cannot result in such sudden transfigurations of a rock in the process of formation as will occur in the displacements of melts in volcanic pipes or fissures at a rate that may attain 1000 metres per day. The transitions hard to classify are also in this field those connected with the intermediary orders of magnitude.

We shall attribute a distinctive significance to the stage in which the last 30 to 40 per cent of the rock solidifies. The site at which this stage takes place can be identified in most cases with the definitive emplacement of the rock. E.g. the general classification of andesites and dacites as "volcanic" rocks is not invalidated by the fact that 20 per cent of their minerals is formed at a slightly greater depth and 60 per cent at substantially greater depths.

Even if, in judging of the depth of formation, the features impressed by the last phase are accepted as decisive, we must bear in mind that the *rate of invasion* is also a significant factor. In a general way, the rate of invasion — as revealed by its dynamism which is in its turn reflected by fabric and structure — stands *usually* in an inverse proportion to the depth of solidification. Not very rare is, however, the exception when there is either no proportionality, or indeed, the proportionality turns out to be direct rather than inverse. In evaluating these "paradoxical" formation that are liable to play draw with preconceived ideas, one must keep in mind that a rapid motion will, even at a substantial depth, emphasize "volcanic" features, and conversely, that a slow emplacement will result in "plutonic"-type products even quite close to the surface. This is the reason explaining the formation of batholith-sized, "pulverized plutons"

exemplified by coarse-grained, almost holocrystalline flood-tuff (ashflow tuff) deposits of the Monte Amiata on the one hand, and the bogged-down volcanics accompanying the widespread dry, vitreous basaltic sills of Czechoslovakia, on the other.

Changes of state and phase are ever-present, important and severally repeated events in the course of "igneous" rock formation. In the present analysis, it is essential to distinguish between *unmixings*, i.e. disordered and in a geological perspective, ephemeral phases and *crystallization*, the formation of ordered and geologically more or less durable solid phases.

In reconstructing the setting and conditions of rock formation, or at least those of its last phase, to the ephemeral changes of state and phase are to be attributed particular importance due to their relatively rapid evolution and narrow field of existence which renders them sensitive indicators of physical parameters, as opposed to the crystalline phases which have broader fields of existence and will consequently characterize a broader range of final states.

The importance of the separation of gaseous, vapour and liquid phases for any genetic interpretation resides in the fact that the fluid part of the rock forming system, which may be considered primordially homogeneous (and even stays so, in an "ideal" case, up to the end of crystallization), is divided into a mosaic of small systems separated by interfaces. A number of divergent and sometimes contradictory lines of mineralogical or petrographical evolution will then start in these individualized systems of sometimes submicroscopic dimensions, among which there is at best a limited diffusion to adjust any differences. As a result, the end product will be a sum of a large number of partial systems rather than an integrated multicomponent system. Heterogeneous rock-forming systems are much more common than one would think on the strength of the frequency of polyheterogeneous igneous rocks solidified in marked separation structures (bands, schlieren, spots, etc.). The heterogeneity of the lava or magma due to the separation of gaseous, vapour and liquid phases is most typical of rocks of high volatile content, i.e. acid rocks but not necessarily ones that solidified near the surface. Rocks in point are our subvolcanic rhyolite and dacite masses (Végardó, Pusztafalu) and also the Cretaceous granodiorite of the Vlediasa (Transsylvania) or, for that matter, the Permian porphyries, considered partly as plutonic, of Northwest Saxony.

The composition and fabric of the crystalline (stable) phases of a rock constitute colourful evidence as to the past of the rock from the time of its early crystallization to the present day. It has become possible to derive a substantial amount of reliable information from these features (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1964). Still, there are two factors, the time elapsed since solidification and the depths traversed by the rock (both at the time of its solidification and thereafter) which, tending to efface the traces of primary changes of state and phase (adequate bases for a genetical evaluation), impair the power of reso-

lution our analysis and interpretation can achieve. A sharply traced fabric or structure which exhibits sudden changes, suggests a near-surface formation; homogeneity is indicative of greater depth. "Aging" due to a long span of time elapsed since the formation of the rock, or a descent to a substantial depth in the course of its afterhistory tend to emphasize, indeed to bring about, plutonic features. The depth of formation of such rocks is likely to be consequentially overestimated all over the world: "youth" (the abundance of non-crystalline or hardly crystalline phases, glass or cryptocrystalline matter) may lead to the assumption of a volcanic origin in rocks that did not form at all near the surface. Deep-rooted misconception of this nature are not at all negligible: igneous bodies formed between 200 and 500 metres of depth — in the most critical depth interval of our classification — are almost invariably classed as "plutonic" if of Palaeozoic, and "volcanic" if of Tertiary age.

Under the head of *changes in composition*, we may subsume all those processes, usually called by the common name of "differentiation", which, prior to the beginning of the formation (in the strict sense) of the rock, affect its chemical composition whether or not accompanied by changes of phase. Depending on the volatile content of the rock-forming system, there are two principal lines of evolution of differentiation, the ortho- and the hypomagmatic, which should be sharply distinguished. The latter tends to result in much more extreme changes of composition, directed especially towards the dominancy of the alkalis and of silica (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1966).

As regards the depth-dependence of differentiation, we may state that the fullest evolution of all kinds of large-scale and manifold changes of composition are characteristic to the intermediary and medium depth ranges. Enormous masses of igneous rocks of monotonous composition and fabric are indicative of great depth (holoplutonic rocks); the true volcanic effusions covering areas the size of half a continent are likewise characterized by an almost incredible homogeneity. "Specialities" of minute size (one millionth of the whole mass and less), such as the rhyolites of Iceland or Gujarat, prove that, after a rapid passage through the medium depth range, a rudimentary differentiation set in only in the last, highest leg of the journey (in the vent, which is rather unsuitable in that respect).

The great melting-pot of the most varied rock types is, however, the hemiplutonic-subvolcanic range between 2000 and 5000 metres of depth. Not only does differentiation occurring in this depth range affect the medium-depth formations bogged down in it, but the passage of a magma through this "transitional" depth interval is also reflected by the motley variety of its rock products, as witness the typically near-orogenic regions heated from below by hemiplutonic or subvolcanic bodies. The phenomena of differentiation taking place in the hemiplutonic-subvolcanic zone include the most rapid and most sharply distinctive processes of mass transport in the Earth's crust (selective

migration of ions, SZÁDECZKY-KARDOSS, 1966) which, besides a variety of rock sequences, produce also a wide choice of associations of useful elements (ore bodies). This is why the end products of these processes ("volcano-plutonic associations" — USTIEV, 1966; "minor intrusions" — BUDDINGTON, 1959) stand all over the world in the foreground of interest of petrologists and ore geologists.

As an extension of our first principle of classification, we must stake out separate paths of evolution for ortho- and hypomagmas. A more extensive scatter from the mean, a more rapid transport of matter are invariably to be expected along the hypomagmatic branch, which is richest in volatiles.

Environmental influence. The origin, evolution and displacement of the magma all take place in the intimate material community of the Earth's crust. The interactions of magma and environment are invariably depth-dependent, and their manifold combinations of intensities, modes and types may give rise to a wide variety of phenomena. It would be a difficult undertaking to try to sort out the various strands of these interwoven phenomena, to find out how far the differentiation proceeds "by itself", under its own power, and from what point onwards it is extraneous, fed and powered by a material transfer originating outside the magma. The problem is particulary confusing if applied to the entire journey of the magma, to the succession of all the processes involved rather than to a single stage of its evolution. A process that falls under the category of assimilation or contamination at greater depth may, if torn out of its original surroundings, evolve along lines peculiar to the processes of differentiation.

The optimum depth of the phenomena subsumed under "environmental influences" almost exactly coincides with the optimum depth of differentiation. Its boundary towards greater depth is not, of course, a sharp one, there being a gradual passage from magma mass plus country rock to anatectic magma formation and to rock formation entirely escaping the magmatic state. A definite change in environmental influences affecting igneous rock formation corresponding to certain differences in mechanism, takes place in the hemiplutonic — subvolcanic depth interval. Whereas the typical, although not exclusive, mode of influence of the environment at plutonic depth is assimilation. The country rook of the sub-volcanic and even of the volcanic depth range will act more often by transvaporization upon the evolution of the magma or of the igneous rock. The term "contamination", which carries no definite connotation as to action mechanism, is to be restricted in the author's opinion to mean assimilation plus positive transvaporization, the two acting simultaneously or in succession, but inseparable in either case (Fig. 1).

This comprehensive diagram is an attempt at illustrating to scale the entire depth-range of igneous rock formation, with a simultaneous indication of the principal geotectonical affinities of the individual types. As regards

the principles underlying the construction of the diagram, let us point out that the individual depth-range associations are best characterized by the remarkably uniform lower limits rather than by the invariably changing and vague upper limits.

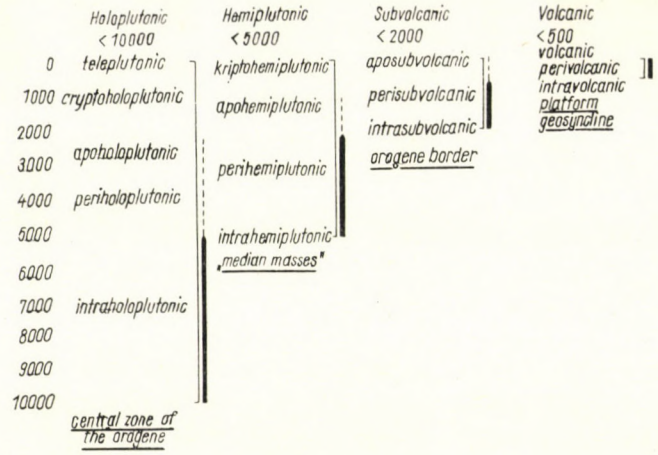


Fig. 1

REFERENCES

BARTH, T.: Provenance of the Oslo magmas. — Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. Skrifter Norske Vid. Akad. Oslo I. Kl. **1**/4, 1—20, 1954.

BRØGGER, W. C.: Geologisk kart over øerne ved Kristiania. Nyt Magasin for Naturvidenskaberne **31,** 162—195, 1890.

BUDDINGTON, A. F.: Granite emplacement with special reference to North America. Bull. Geol. Soc. Am. **70**/6, 671—747, 1959.

CLOOS, H.: Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Vieweg Verlag, Braunschweig. 1921.

Glossary of Geology and Related Sciences. 2. Edition, Washington, 1960.

KENNEDY, W. Q.—ANDERSON, E. M.: Crustal layers and the origin of magmas. Bull. Volc. II, **3,** 23—82, 1938.

KRISHTOFOVICH, A. N. (Editor): Geologicheskiy Slovar. Gosgeotekhisdat, Moscow, 1955.

Naučny Geologický slovnik. Nakladatelstvi ČSAV, Praha, 1961.

PANTÓ, G.: Intrusion or extrusion. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **8**/1—4, 83—96, 1964.

READ, H. H.: The granite controversy. Th. Murby & Co. London, 1956.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A magmás kőzetek és ércek képződési mélységének meghatározásáról. (Determining the depth of formation of magmatic rocks and ores.) MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **20**/3—4, 235—251, 1956.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Grosstektonische Betrachtungen über Magmatektonik und Magmachemismus des innerkarpatischen Vulkanismus. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **8**/1—4, 433—454, 1964.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Structury porod i ismeneniye rezhima letuchikh v khode evolutsii zemli. — Khimiya zemnoi kory. II. In: Trudy geokhimicheskoy konferentsii posvyashchenoy stoletiyu so dnya rozhdeniya akad. V. V. Vernadskogo. Izd. "Nauka", Moscow, 1964.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Magmachemismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **10**/3—4, 372—395, 1966.

USTIEV, E. K.: Geologicheskiye i petrologicheskiye aspekty problemy vulkano-plutonicheskikh formaciy. *In* Materialy simpoziuma po vulkano-plutonicheskim formaciyam i ikh rudonosnosti. Alma Ata, 1966.

ВЗАИМНОЕ ПРОНИКНОВЕНИЕ ПЛУТОНИЧЕСКОГО И ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦАРСТВ В ПЕТРОГЕНЕЗЕ

Г. ПАНТО

Р е з ю м е

При более близком подходе к таким историческим категориям как плутонизм и вулканизм, они оказываются далеко не четкими. При этом было невозможно устранить трудности в диагностике крайне разнообразных «пограничных образований» даже путем введения «переходных» категорий (гипабиссальный, субвулканический). Приувеличение разниц между обеими основными категориями (или даже предположенный антагонизм их (Кеннеди—Андерсон)) нами считается неправильным, так как почти все критерии диагностики соответствующих горных пород постепенно переходят одни в другие.

При рассмотрении всех процессов, просзходивших в окончательном затвердевании первичного (расплавленного) магматического вещества, выделяются и подробно анализируются кинетические процессы, изменения фазового состояния, химико-минералогического состава и влияния окружающей среды.

Кинетические процессы — связанные с переносом магматического вещества и чередующимися резкими изменениями скорости этих движений — контролируют повторение революционных (быстрых) и эволюционных (медленных) стадий в процессе породообразования. В стадиях быстрого развития создаются вулканические характеры, в стадиях замедленного развития — плутонические, сильно зависящие от фактической глубины. В конце петрогенетического процесса, прерываемого несколько раз (что часто наблюдается у «переходных» образований), достигается накопление продуктов приповерхностных и глубинных, медленных и быстрых стадий, отнесение которых к той или другой категории зависит от соотношений слагающих смесь компонентов.

Изменение химико-минералогического состава магмы обусловливается наличием летучих до такой степени, что ортомагматические (недостаток летучих) и гипомагматические (излишки летучих) тенденции дифференциации должны рассматриваться отдельно.

Влияние окружающей среды также осуществляется летучими элементами. Приводим разные способы их действия:

гибридизм = местное
ассимиляция = всеобщее
} изменение состава магмы под влиянием боковой породы при участии слаболетучих компонентов

+трансвапоризация = местное или всеобщее изменение состава магмы под влиянием боковой породы при участии высоколетучих компонентов

контаминация = ассимиляция в сочетании с трансвапоризацией.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 221—252 (1967)

ON IGNEOUS ROCK TEXTURES, MINERALOGICAL COMPOSITION AND COOLING CURVES*

By

E. SZÁDECZY-KARDOSS

GEOCHEMICAL RESEARCH LABORATORY OF THE HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, BUDAPEST

Granulometric curves showing apparent microscopic grain-size distributions determined in thin sections of igneous rocks were used for texture analyses (Figs 1—2). That allows graphic averaging of grain size distribution and by this way the textural evaluation of lava masses changed secondary through gravity crystal differentiation.

The grain size due to igneous crystallization influenced by at least 17 factors, is determined chiefly by the rate of cooling (Fig. 3) and chemical composition of the magma (Fig. 7).

The relation between cooling and granulometric curves are discussed (Figs 4, 6, 8). Cooling curves determine partly the mineralogical composition, too (Fig. 8).

Within the range of medium SiO_2 contents an increase of 12 to 15 per cent in SiO_2 content diminishes the median value of granulometric curves by about 1 order of magnitude. The effect of the volatiles is more pronounced: an increase of H_2O by 1 weight per cent augments the median of the grain size of neutral rock by about 0.14, while an increase of CO_2 by 1 per cent augments it by 0.10 order of magnitude in the examined range of rocks with 50 to 65 per cent SiO_2 (Figs 5, 7, 8).

Early acid explosion of intermittent basalt volcanoes, as well as the late trachytes, phonolithes or rhyodacites of the oceanic basalt and the continental tholeiite magmatism do not form by gravity crystal differentiation, nor from simple "residues" of the parent magma chamber. The latter represents mostly late near-surface liquid residue enriched in alkalis deriving partly from the activated country rocks.

Basalt lava forming compact rocks contains less than 2.5 per cent of water. Scoriacieous lava indicates somewhat greater water content of lava. Since the initial deep parent magma contains, according to KENNEDY, less water than the liquid basalt lava on the surface, the original water content of the sal-sima (and mantle?) is even less than 2.5 weight per cent.

The volatile content of the magma may be quantitatively evaluated by texture measurements even at higher temperatures when the mineralogical composition does not provide information in this respect.

1. Introduction. Texture and petrogenesis

Textures of igneous rocks belong to the most neglected domain of petrology. Their interpretation is based on TAMMANN's and his successors metallographical investigation [1, 2]. Valuable details were elucidated by BUERGER who presented an interpretation of textures by the viscosity [3], and by VERHOOGEN who took the surface tension into account [4]. Many particularities were published about relation of igneous rock textures — mainly of grain

* The results of this paper were already presented 4 years ago (11. 2. 1963) in the Geochemical Committee of the Hungarian Academy of Sciences, and in a lecture delivered at the Collegium Hungaricum in Vienna. The opportunity to publication is given by comprehensive discussion of different igneous rocks of the countries of the Carpatho-Balcanique Association.

sizes of dyke rocks — and geological conditions of crystallization, too *e.g.* [10, 11, 12].

The formation of igneous rock textures appeared, however, too intricate for a systematic evaluation. Their features — originally determined by the rate of cooling of the magma or lava — can be subsequently changed by gravity crystallization differentiation. Yet, it has turned out that the significance of the gravity crystallization differentiation was overestimated. It is effective chiefly near the surface and not in greater depths. Gravity differentiated textures of this kind can be, however, evaluated by averaging of the respective grain size curves.

Under these circumstances a comprehensive approach of igneous textural problems appears as a practical task. Attempts in this direction are needed because viscosity and grain size change essentially with varying volatile content, hence, the texture of igneous rocks, especially grain sizes of early minerals are sensitive to the influence of high-temperature volatile contents and give valuable informations about the role and quantity of volatiles in the depth. And this is a chief factor concerning the state and composition of the mantle and the Earth's evolution. Informations about the volatile content of the depth are not available either from mineralogical or from chemical analyses of rocks because there exist no stable lattices rich in volatiles at high temperatures. Therefore igneous rock texture data are of considerable interest for all geoscience. Rock textures may provide some information about the depth of intrusion of old igneous masses, too.

2. Granulometry and quantitative representation of rock textures

The present author [5—8] has attempted first to clarify the grain size relations of igneous rock textures by quantitative determination.

It was shown that igneous rock textures — especially the grain size distribution — can be represented exactly and simply by plotting the cumulative granulometry curves (Fig. 1). The curves express the frequency and minimum diameters of the rock constituents as measured in microscopic sections. The true diameters differ somewhat from that measured in thin sections. However, mostly not the exact values but their relations are needed.

Phenocrysts and ground mass crystals differ not only by their different size but their different shape as well: phenocrysts are generally more isometric than the microlites of the ground-mass. Therefore the distance between the

	Short diameter (breadth)	Long diameter (length)		
		average	min.	max.
Plagioclase phenocryst	1	3	1,45	4
Plagioclase microlite	1	6	4	10
Magnetite	1	1	1	1

maximum and minimum diameter curves is smaller for the phenocrysts than for the microlites of the ground mass. Since there exists an approximately linear correlation between the long and the short diameters of phenocrysts and microlites of main rock forming minerals [5]* it is usually sufficient to give the curve of the longitudinal diameter and simply indicate the phenocrysts — microlite boundary. The representation of the curves of the smaller diameters (breadth) may be therefore mostly omitted.

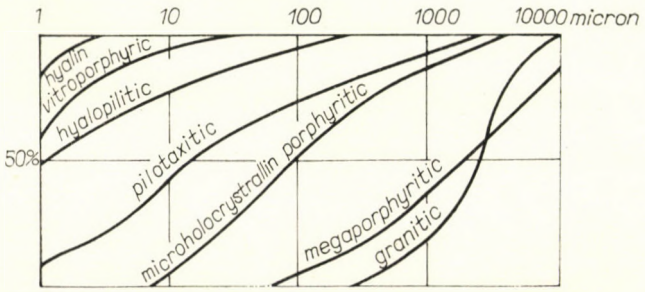


Fig. 1. Grain size distribution of the chief igneous structures (longer diameters)

A micrometer ocular is used for the rapid determination of the igneous granulometric curves, the length of which is equal to the side of the square fitting in the circle of the visual field. Accordingly, the square defined by the length of one chief division of the decimal scale forms 1 per cent of the whole square. The number of these 1 per cent squares covered by the phenocrysts is counted at least in 10 visual fields, and their average is taken as the volume percentage of phenocrysts. (If the amount of the ground-mass is smaller than that of the phenocrysts, this counting is performed on the ground mass, instead of phenocrysts.) As "glass" is considered the portion under 1 micron grain size.

This way the quantitative percentage of two, or — in case of glass contents — of three principal portions of the cumulative curve are first obtained. The diameter of the maximum, the average and the minimum grain-sizes separately for the phenocrysts and for the ground mass determines further points of the curves, namely the starting, the steepest and the end points of it. This way granulometric curves are determined by at least 6 points.

According to the same principle the curves indicating the quantitative granulometric relations of the different minerals, may be plotted, too. The representation of the grain size distribution for the different rock forming minerals may be plotted for the whole rock within an individual cumulative curve (Fig. 2a) or for each kind of minerals separately (Fig. 2b).

Poikilitic, ophitic, intergranular, intersertal, (micro)graphitic, and graphic textures are characterized by the inclusion of a certain mineral or mineral group by the grains of another mineral. Accordingly, the including mineral has

a virtual grain size and volume (without inclusion) and a larger, apparent grain size and volume (with inclusions). Both are plotted in the texture diagram, the apparent (total) grain sizes of the including mineral by dotted line.

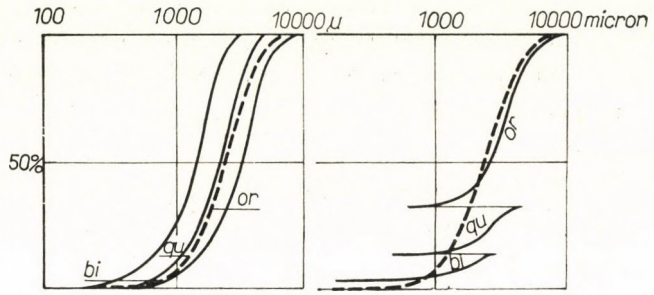


Fig. 2. Grain size distribution of the same granite with complete mineralogical analysis (whole petrographic diagram) by two different methods of representation

3. Factors determining grain size and crystal habit

The texture of igneous rocks depends on many factors. The 17 principal factors may be classified in the following manner. (No-s of mostly omittable factors are in brackets.)

Curve of cooling	Initial temperature and thermal parameters of the magma	(1—2)
	Initial temperature and thermal parameters of the country rock or environment	3—(4)
	Volume of the magma	5
	Distance of the border of the igneous body	6
	Heat of reaction by positive and negative transvaporization	(7), 7a
	Heat of crystallization and oxidation	(8), 8a
	Convective heatflow, reheating, *e.g.* by later intrusions	(9)
Chemical factors	Influence of SiO_2	10
	Influence of alkalis and Fe/Mg	11—(12)
	Influence of water (eventually changing during the crystallization)	13
	Influence of CO_2 and of possible other volatiles (ev. changing during crystallization)	14
Additional factors	Gravity differentiation by fractional crystallization and other differential magma flows	15
	Secondary ("deuteric") changes by metasomatism	(16)
	Secondary ("deuteric") changes by other metamorphic influences	(17)

The effect of gravity crystallization differentiation being mostly omitted (Chapter 10) the igneous rock textures are considered according to this classification as depending chiefly on the cooling curves and on the chemical composition of the magma. (As viscosity depends mainly on the already mentioned

temperature and chemical composition it does not represent an independent factor.)

The cooling curve depends mainly 1. on the volume of the magma; 2. the difference between the initial temperature and that of the country rock at the site of crystallization, *i.e.* chiefly on the depth of intrusion; 3. the distance of the sample from the border of the igneous body.

All these factors involve more subfactors. *E.g.* temperature difference involves the temperature of the magma, that of the country rock (or other environment) and their thermal conductivity (Chapter 4).

The cooling curve is modified 1. by the heat of oxidation, 2. by the heat of crystallization — both are especially high at the surface of lavas — and 3. by subsequent reheatings *e.g.* by later eruptions which result in devitrification.

Other factors influencing the cooling curve as convective heat flow and the so-called heat retentivity may be disregarded in this first approximation.

Regarding the chemical composition already the effect of 4 chemical components — that of the SiO_2, of the alkalis, of water and of carbon dioxide — can be distinguished. An increase in the amount of SiO_2 diminishes the grain size, while an increase of the mentioned other three components together with possible other volatiles increases it. The ration Fe/Mg usually rises the grain size, too, but was neglected in this first approach (Chapter 7).

The chemical composition changes during the intrusions chiefly through the crystallization and the selective migration of the mobile components (transvaporization). The effects of transvaporization may be summarized as follows. The solution on water in igneous melts is mostly an exothermic reaction. According to many direct petrographical observations transvaporization exerts, however, double opposite effect on the grain size. Near the surface it diminishes the grain size and increases the amount of glass by its cooling effect [15a]. If transvaporizing volatiles derive from deeper seated country rocks their temperature is relatively high, thus the rate of cooling decreases, synchronously the viscosity decreases, too, and the average grain size increases. In extreme cases, even melting, *i.e.* magmatic resorption may occur owing to the solving heat and hydration.

Additional factors are the gravity crystallization differentiation and the subsequent metasomatic and metamorphic effects. The former can be evaluated in a section of lava sheet or lava flow by averaging its grain size curves. At a greater depth of intrusion it has been found to have less importance (Chapter 10). Effects of metasomatic processes are discernible from simple igneous textures, they do not hinder the evaluation of true igneous textures (Chapter 7).

Problems of *crystal habit* are mostly unsolved. It changes with decreas in grain size. *E.g.* plagioclase crystals become more anisometric with reasing grain size by more intense supercooling. The chilled margins of plutonic masses

are, however, sometimes characterized by a decrease in grain size without any change in the habit. The habit is influenced also by dissolved phases, *i.e.* that of the concentration of other constituents. (Ureum influences e.g. the habit of rock salt.) The decrease in viscosity of magma *e.g.* by presence of volatiles seems to further anisometric habit, too, at least in the case of feldspars (BUERGER, [3]).

Increase of pressure raises the viscosity of the magma and promotes the formation of phases of small molecular volumes. It may thus be assumed that isometric crystals of small specific volume are formed, too, with increasing pressure, whereas anisometric ones (*e.g.* ice crystals) become more abundant if pressure decreases. *E.g.* the acicular, lath-shaped microlites crystallize chiefly at low pressures, in the lava, and do not appear in the plutonic magmas of higher pressure, nor even in their suddenly cooled finer-grained margins. Lath-shaped plagioclase crystals are likewise foreign to metamorphic rocks characterized by relatively low temperatures and high pressures. Isometric granular shape is especially frequent in the eclogite facies where increase in pressure prevails over that of the temperature.

Direct petrographical observations and experimental investigations performed in the Geochemical Laboratory of the Hungarian Academy of Sciences will be synthetized to solve the pragmatic analysis of these factors. In this paper some chief results of the direct petrographic observations in nature are summarized.

4. The cooling curves

Cooling curves of definite igneous bodies were already computed by SCHNEIDERHÖHN and others [36, 37]. The cooling curve for different magma bodies in a generally applicable form was computed in collaboration with the late mathematician J. CZIPSZER (Inst. of Mathematics of the Hung. Academy of Sci.). From these cooling curves applications for practical purposes have been deduced in two steps. The first step yields the cooling curves corresponding to different temperatures of the environment but with a general time axis. As a second step (Fig. 3) the cooling curves with a quantitatively definite time axis in function of the initial temperature of t e country rock and of t e igneous mass were computed.

For a given chemical composition each grain-size distribution corresponds then to a definite cooling curve (Fig. 5).

Figure 3 shows that the most important factor of the rate of cooling is — practically — the volume of the magma. As the volume grows, the cooling curves become gradually flatter and the initial rapid cooling phase gradually vanishes.

The increasing *initial temperature of the environment* (*i.e.* — in first approximation — that of the depth of intrusion) reduces the flatness of the cooling curve, shifts the point of inflexion towards shorter times and higher temperatures. The effect of the increasing initial temperature is therefore somewhat opposite to that of increasing bulk. Yet, the two factors cannot replace each other: the cooling curve of a smaller igneous body shows a more pronounced break at a higher initial temperature (it cools first faster and then slower) than that of a greater magma mass at a lower initial temperature.

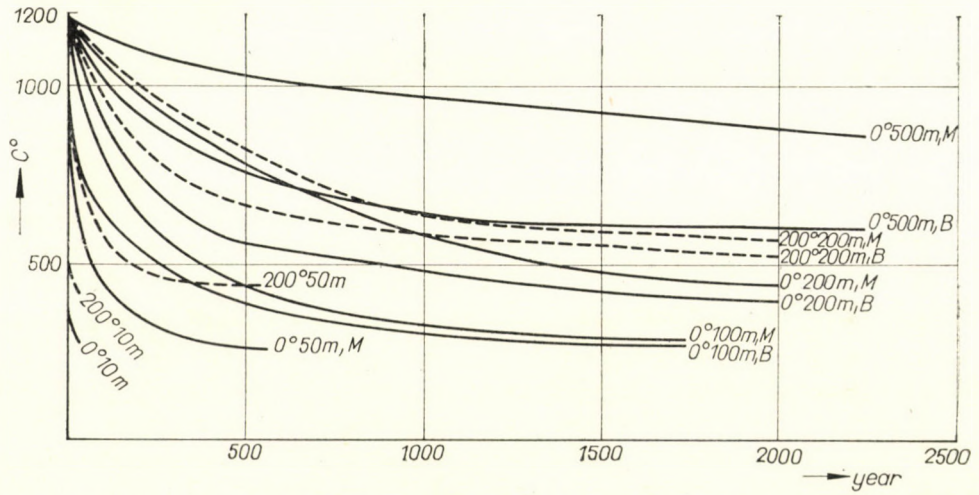


Fig. 3. Cooling curves for different magma mass, distance of border and initial environment temperature

The effect of the distance of the border of the igneous body *(marginal distance)* is shown, too, by the Fig. 3. It is seen that a decrease in the initial temperature of the environment increases this difference. For instance, in an environment with an initial temperature of 200 degrees C the difference in temperature between the margin and the centre of an igneous body with a diameter of 200 m will amount to 17 degrees C in 400 years, whereas in a body of the same size with environment of 0 degree C initial temperature it will amount during the same time to 240 degrees C.

Our initial computations apply to *vertical dikes*. However, in first approximation, they can be applied to *inclined* ones and even to *horizontal* igneous bodies (sills). The cooling curves of vertical dikes change symmetrically from the centre while — in horizontal bodies — cooling is the slowest below the centre and their curves of cooling exhibit an asymmetrical distribution. It is a safe approximate assumption that, near the surface, the greater the degree of asymmetry the thicker the magma body.

Figure 3 shows moreover that for the same marginal distance, the curves of smaller igneous bodies in environments of higher initial temperature are — disregarded the mentioned break — similar to those of greater bodies with a lower initial temperature of the environment. A twofold difference in mass corresponds to the effect of an initial environment temperature of about 200 degrees C. The similarity diminishes, however, if the igneous bodies differ largely in size.

There are differences between the original *true* and the present *apparent* marginal distance. At the beginning of the crystallization of a rock portion situated at a distance of *e.g.* 10 m from the margin of a 100 m-thick laccolite or dike, the latter has a thickness of only 2×10 m. If the igneous intrusion is sudden, this original and the present apparent marginal distances will be practically equal. If, however, the igneous mass grows slowly, the temperature of the environment will rise substantially during the ascension of the magma. The cooling of the younger interior part in the same marginal distance is then slower (*i.e.* the grain size is greater) in the case of slow intrusion. Hence, the difference between the granulometric and cooling curves of samples of a given marginal distance increases (up to a certain limit) with the decreasing speed of intrusion. Striking difference between the curves indicates thus a relatively slow ascension of the magma. So the speed of intrusion may be determined by comparison of rock textures.

The difference may be still greater in the case of dikes through which large amounts of magma have ascended. The early magma portion transferred already some heat to the wall rock, thus the later magma portions intrude in a heated environment. Detailed grain size study of the cross section normal to the contact margin will permit to compute approximately also the *mass of the magma which has traversed the dike.*

5. Correlation between cooling and grain size curves in general

Granulometric curve is roughly an inverse function of the cooling curve. The slower the cooling proceeds, *i.e.* the flatter the cooling curve plotted as a function of time, the more uniform is the grain size. Thus a flat cooling curve corresponds to a steep curve of cumulative frequency. At a first approximation the grain size of a given mineral in a given magma product increases parallel to the duration of its crystallization, especially to that of its optimum temperature range of crystallization. Accordingly, the initial temperature of crystallization roughly corresponds to the medium part of the largest, and its final temperature to the smallest grain size.

In the cooling curves the following phases may schematically be distinguished:

1. Melt phase without crystal formation.

2. Slightly supercooled phase: slow crystallization of few crystal nuclei. The granular texture with homogeneous crystals of plutonic rocks is formed chiefly in this phase.

3. Medium supercooled phase with rapid crystallization. It approximately corresponds to the phase in which the non-homogeneous (zoned) porphyric phenocrysts are formed.

4. Phase of substantial supercooling with a crowd of crystal nuclei. It roughly corresponds to the ground mass phase of porphyric texture mostly characterized by lath-shaped microlites.

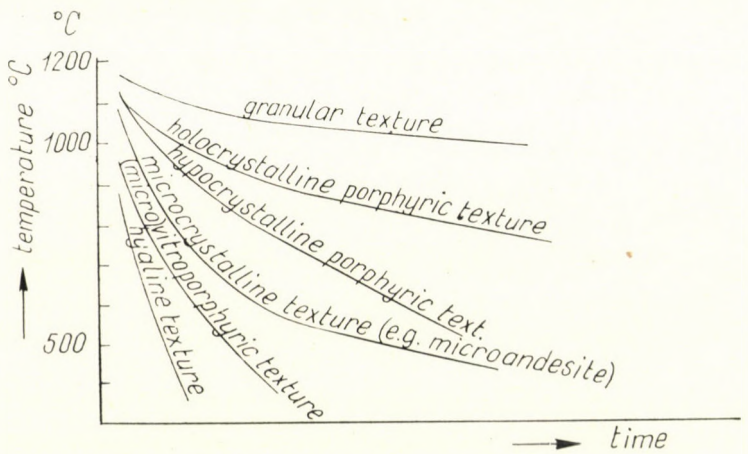


Fig. 4. Cooling curves of the main texture types

5. Phase of very high supercooling without crystal nuclei, rock-glass formation.

Igneous textures are controlled by the length of these phases (Fig. 4). If *e.g.* phase 2 is long enough to permit the whole magma to crystallize within this range, *granular textures* will be formed. If phase 3 is long, "granular" *holophenoporphyric* rocks consisting chiefly of zoned plagioclase-crystals, (such as hypabyssal-subvolcanic banatites, *e. g.*) are formed. Rocks predominantly made up of fine grains or microlites *(micrograin texture)* are due to a lengthy phase 4. (Such rocks are seldom when composition is acid or neutral — *e.g.* "microandesites" — but more frequent if the composition is basic.) Microandesites (*e.g.* Komló and Western Mátra Mts. (see next chapter) and the microgabbroidal rocks of the Hawaiian lava ponds form presumably if large amount of lava crystallize in one mass and cools therefore relatively slowly. Here the lack of phenocrysts shows that early cooling was rapid and the absence of glass shows, on the other hand, that the latest phase of cooling grew longer according to the greater heat content of the lava pond.)

Products of phase 5 are the highly *vitreous rocks.*

Porphyric and even hypocrystalline *porphyric texture* is formed if cooling proceeds at a roughly uniform medium rate. Under such circumstances, grain types characteristic to all the phases are developed and preserved in about similar amounts without resorption of earlier crystals (Fig. 4).

There is a fundamental difference between solidification of the magma in the crust (rock environment) and that of a subaerian or subaquatic lava at the earth's surface (atmospheric environment). According to the faster cooling on the surface lava rocks are mostly characterized by two peaks in the grain size curves (porphyric textures as result of phase 3—4—5). Since the atmosphere exerts a direct influence only on the margin of the lava mass, the margin differs sharply from the interior. Great masses of lava *e.g.* those of the lopolites produce in their interior granular textures, similar to that of the true plutonic rocks.

The main difference between magma and lava has often been considered in the hampered escape of gases in the magma and in the unhampered one in the lava. This interpretation means a steady decrease of the quantity of the volatiles. But t e decrease in amount of gases apply to acid crustal magma only. The mainly abyssal basic magmas contain initially smaller quantities of volatiles deriving preponderantly from greater depths and consist therefore mostly from hydrogen, ammonia and methane. In the course of ascension they are first oxydized by the atmospheric oxygen. Therefore, their amount first increases and decreases thereafter only. This process involves the development of considerable heat and results in a substantial modification of the normal curve of cooling. This way, a part of the early crystals may be redissolved by the lava.

On the other hand, in great basic and intermediary lava flows phenocrysts are often more abundant than in small dikes or other subvolcanic bodies. When both exothermic processes are declining and cease to be in equilibrium with supercooling, the strongly anisometric microlites of the ground mass begin to crystallize, too.

Porphyric phenocrysts, assumed to represent an "abyssal generation" are formed mostly by a faster crystallization on or near the surface beginning already in the early phase of supercooling at the neighbourhood of the surface. The rapid crystal growth is shown by the frequency of zoned glass inclusions on these phenocrysts. Thus phenocrysts are mostly not equivalent of the grains of granular textures.*

* According to the experiments of YODER and TILLEY [29] basalt melt crystallizes at normal pressure from about 1230 degrees C on and at 5000 bar vapour pressure from about 1105 degrees C to 750 degrees C. As the observed lava temperatures mostly exceed these values, mostly the whole cooling curve develops near the surface. Phenocrysts are greater than microlites not because their crystallization begins in the depth but because their nuclei form as firsts when surface cooling begins. However, phenocrysts of deeper origin — if they ever existed at all — are resorbed at the increasing surface temperature due to the heat of oxidation and transvaporization. Even the supposition of secondary magma chamber as site of phenocryst-nucleation implies an undemonstrable, too general development of secondary chambers.

The influence of the chemical composition is shown partly from some experimental approaches [*e.g.* 13, 29]. According to these experiments the rate of cooling within the range of about 1200—800 degrees C is decisive for basic and 900—650 degrees C for acid rock textures. Thus the absolute values of both co-ordinate axes vary in the cooling curves according to the change of the chemical composition. The temperature of a given grain size section of basic magma is higher than that of the acid one. Therefore the crystallization of basic magmas proceeds faster than that of acid ones. This is furthered by the smaller viscosity of basic magmas at the same volatile content, too. Thus basic rocks are on an average more uniformly grained than acid ones. The grain types corresponding to different temperatures are less sensitively coded by the more uniform grain sizes of basic lavas than by the porphyric textures of the acid rocks.

Grain size differences between rocks of different chemistry are pronounced by the fact, too, that high-temperature phenocrysts and microlites of acid to neutral rocks consist usually from the same kind of minerals, whereas phenocrysts and microlites of basic rocks are mostly different minerals. Therefore phenocrysts of *e.g.* andesites may continue to grow even during crystallization of the ground mass, whereas the development of the phenocrysts of basaltic rocks (*e.g.* Mg-olivine) stops early. This furthers too that the size of phenocrysts of basic rocks often does not substantially differ from that of the microlites of the ground mass (*e.g.* pyroxene, plagioclase).

Within a given chemistry each curve of cooling roughly corresponds to a certain granulometric curve (Fig. 4).

For each igneous mass it may be plotted a set of cooling curves which correspond to different marginal distances. These sets of curves may be represented by a single curve in a simplified diagram indicating the inflexion points only instead of the curves themselves. Each curve of this set or each point in the inflexion points diagram corresponds to a granulometric curve representing a rock sample of given marginal distance.

6. Special types of correlation between cooling and grain size curves

For the evaluation of the relation between cooling and granulometric curves the *granulometric curves* for samples of different marginal distances of well exposed igneous bodies of known dimensions, shape and depth of intrusion, have been determined empirically. If the igneous body is known in all the mentioned respects the cooling curves of each sample are determinable, by the data of the Fig. 3, too. This way first parallel determinations of cooling and granulometric curves for many samples were performed on three igneous areas of different chemical composition. The studied igneous bodies were the following: the

dacite laccolite and dikes of Csódi Hill (Dunazug Mts) with a SiO_2 content of about 64—65 per cent; the veins, laccolits and lava flows of the Mátra Mts with mostly 50—54 per cent SiO_2 content, and the Transdanubian basalt area with an SiO_2 content of about 48—50 per cent. Then comparisons with some granulometric curves of active volcanoes partly evaluated from their photomicrographes and microdrawings published *e.g.* by HARKER [11], by WILLIAMS et al. [12], was performed, too.

The Csódi-Hill-laccolite consists of a "viriditic" (montmorillonitic) garnet-bearing biotite or biotite-free phenoandesitic dacite with 64 to 65 per cent SiO_2 and 3.2 per cent H_2O content at the border and 2.3 per cent in the interior.

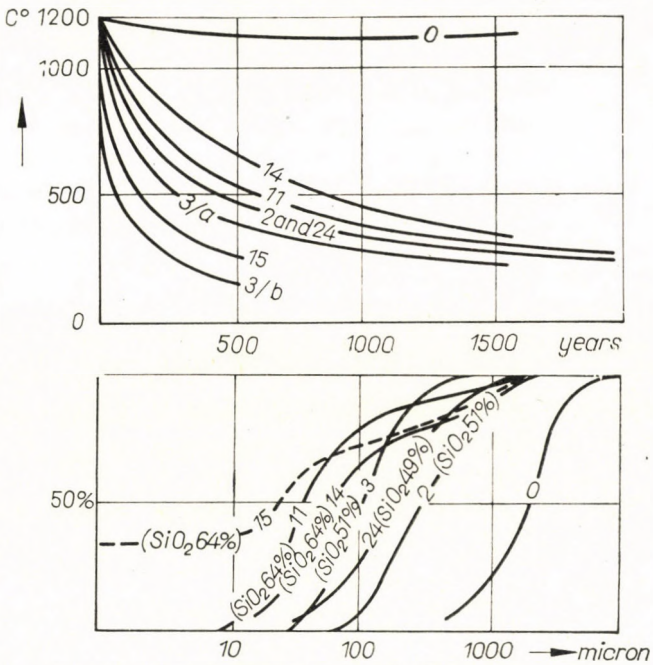


Fig. 5. Coherent cooling curves and grain size distributions of some igneous rock samples.

It forms a mass of 800 m diameter with a maximum thickness of about 150—170 m. Originally it was covered by a Neogenic sedimentary complex of about 350 m thickness. Thus the initial temperature of its country rock was about 20 degrees C, or assuming some preliminary volcanic activity, about 50 degrees C. From these data some cooling curves of Fig. 5 (Nr. 11, 14, 15) are received on the basis of the diagrams of Fig. 3. The typical grain size distribution as observed at the border and in the interior of the laccolite as well as on the rocks of a nearby dike (laccolite offshoot) of a thickness of about 30 m are illustrated in Fig. 6a. The grain size of the laccolite increases invards gradually till the inner biotite-free "viridite" zone, the total water content of which is about 0.9 per cent less

than that of the border (2.3 per cent instead of 3.2 per cent*). Here the grain size becomes smaller in accordance to the lower volatile content of the magma.

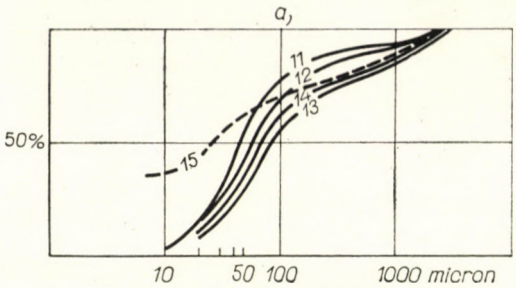


Fig. 6/a. Dacite laccolite and dike of the Csódi-hegy, Dunazug, Hungary. Dimensions of the laccolite 800 × 800 × 150 m, depth of intrusion 350 m. SiO_2 content 64—65 per cent
Nr. 11.: H_2O 3.2 per cent; distance from the laccolitic border 0—5 m
Nr. 12.: H_2O 3.2 per cent; distance from the laccolitic border 6—11 m
Nr. 13.: H_2O 3.2 per cent; distance from the laccolitic border 18—23 m
Nr. 14.: H_2O 2.3 per cent; distance from the laccolitic border 139—144 m
Nr. 15.: H_2O 3.0 per cent; middle of a 30 m broad dike

(Serial numbers are identic in Fig. 6/a—6/d.)

The whole laccolite is characterized by granulometric curves having essentially one maximum, with only slight secondary peak of the phenocrysts. On the contrary, the curves of its dikes has two maxima; the grain sizes of the ground mass are different from those of the phenocrysts (Fig. 6a, Nr. 15).

In the dike and laccolite area of the *Northern Mátra*, andesites and carboandesites with a SiO_2 content of about 50—52 per cent occur. The detailed investigation was made by my coworkers T. Póka [28] and B. Simó [28]. The investigated laccolite measures here 1000×800×150 m, it is thus five times greater than the Csódi-laccolite. Accordingly their rocks are coarser grained than that of Csódi—Hill laccolite but their granulometric curves have likewise but one maximum (Fig. 6b Nr. 1—4). The grain size increases towards the centre of the laccolite and further downward to a certain limit. The thin and deeper-seated carboandesite dikes show a finer grain size and their curve has but one maximum. At the termination of a closed (blind) dike, however, the volatiles are strongly enriched and thus the grain sizes become increased (curve Nr. 10 in Fig. 6b). The curves of thicker orthomagmatite dikes have two maxima (Fig. 6b Nr. 20, for interpretation see below).

The surface rock samples of some other laccolites in the North-Eastern Mátra, such as Csákánykő with a surface area of more than 1000×1000 m (52.4% SiO_2, 1.4% H_2O, 3.6% CO_2) are coarser than those discussed above, corresponding to the greater dimensions of the laccolite. There the granulometric curve is characterized by two maxima. Likewise two peak-pattern curves

* Obviously the present water content of the rock does not correspond to the original water content of the magma, but they are in some proportionality.

were observed on samples from the northern border of the carboandesite laccolite of the Som Hill with a surface area of 1×2 km. In these cases the rate of cooling was — in consequence of a still not determined smaller depth of intrusion or of a lower previous volcanic heating activity — presumably so high that it becomes similar to that of the smaller dikes and lava flows.

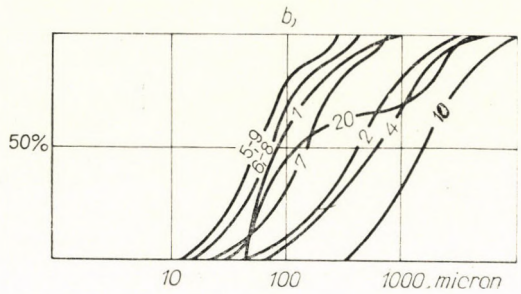


Fig. 6/b. Carbonate andesite laccolite and dikes, Hajnács-hegy and Borostyánkő, Northern-Mátra, Hungary. Dimensions of the laccolite 1000 × 800 × 150 m. Depth of intrusion about 500 m. SiO_2 50—52 per cent

Nr. 1. H_2O 8 per cent, CO_2 5 per cent, laccolite distance from the upper border 11 m
Nr. 2. H_2O 4 per cent, CO_2 4 per cent, laccolite distance from the upper border 36 m
Nr. 4. H_2O 9 per cent, CO_2 4 per cent, laccolite distance from the upper border 76 m
Nr. 5. H_2O 7 per cent, CO_2 2 per cent, 12 m broad dike; distance from the border 1 m
Nr. 6. H_2O 8 per cent, CO_2 1 per cent, 12 m broad dike; distance from the border 3 m
Nr. 7. H_2O 6 per cent, CO_2 5 per cent, 12 m broad dike; distance from the border 5 m
Nr. 8. H_2O 6 per cent, CO_2 5 per cent, 12 m broad dike; distance from the border 6 m
Nr. 9. H_2O 6 per cent, CO_2 2 per cent, 12 m broad dike, 16 m below the coal seam
Nr. 10. H_2O 8 per cent, CO_2 10 per cent, termination of a 2 m broad dike in the coal seam
Nr. 20. H_2O 5 per cent, CO_2 1 per cent, 20 m broad dike, distance from the border 10 m

These Miocene dikes of the North-Eastern Mátra Mtstbreak through lower Miocene brown coals and are partly affected by them.

The texture of the dikes and veins of the Mátra Mts varies partly in consequence of the changes in the volatile content and partly because the area was previously heated by igneous activity. Generally, both volatile content and heat tend to increase the grain size. However, intensive marginal transvaporization near the surface diminishes the average grain size on the contact boundary due to its cooling effect and to the decomposition of the coarse-grained early silicate minerals (Fig. 6b, Nrs. 5—6).

The strong transvaporization by the coal with his counterpress seems to be even capable to stop the ascent of a dike across coal seams.

It is noteworthy that in such igneous areas with high geothermic gradient already an increase in depth from 500 m to 700 m may enlarge the grain size. This difference in depth of 200 m results in a difference of at least 20 degrees C in environment temperature, due to the heat effect of the adjacent great igneous body.

Curves of transvaporized carboandesites and hydroandesites have generally one maximum, while thicker orthomagmatic dikes and veins are character-

ized mostly by two peaks. Rapid cooling and high viscosity lead in orthoandesitic dikes to the formation of glass, the felsitic development of which may result in a curve even with 3 maxima. Near larger magma bodies (*e.g.* near laccolite of the Som Hill, Mátra Mts), orthoandesite dikes become coarse-grained, too.

One of the volcanic *channels* in the Mátra (recognized at the Nyesettvár by J. Kiss), contains much glass so that the texture shows the pattern of a rapidly cooling vent of small dimensions.

The andesite *lava sheets* of the Mátra Mts are characterized usually by two distinct grain size maxima and commonly contain larger amounts of coarser phenocrysts (20 to 70 per cent). Conspicuous lava flows overlying previous slowly cooling lava flows contain no glass, only smaller ones lying directly over the cold bedrock do contain some glass. Great lava sheets show, on the average, coarser grains and a more inhomogeneous granulometric distribution than dikes and many laccolites.

Similar are the texture diagrams of the flows of the common *recent andesitic volcanoes*. This similarity shows that the texture of such rocks is not significantly changed by the postmagmatic "ageing" nor by the 20 million year "diagenesis" (Fig. 6d). The grain size curves in the higher and upper part of the lava flow differ strongly in consequence of the gravity crystallization differentiation. This is true chiefly for the non viscous lava flows. With simple graphic averaging of their different granulometric curves it is possible to determine the "original" grain size distribution still undisturbed by the gravity crystallization differentiation.

There exist orthoandesitic bodies made up of *microandesites*, consisting almost entirely of plagioclase, pyroxene and amphibole microlites of 60 to 110 micron length. They contain only negligible amounts of porphyric constituents. Such microandesitic bodies are found *e.g.* in the *Western Mátra and in the Mecsek Mts (Komló)*. There can be no question of an accumulation of phenocrysts in a deeper horizon due to gravity crystal differentiation since the Komló andesite body has been completely perforated by drillings and the whole igneous body was found to have the same microandesitic character. Lasting phenocrysts could thus not even crystallize in these microandesites. It is therefore supposed that the whole mass was during its crystallization characterized by relatively prolonged intense supercooling. The geological conditions of Komló microandesite determined by several boreholes show that the lava solidified in a coherent deep lava-pondlike basin. There the lava remains in a single mass, without spreading in lava flows. The cooling in the late phases becomes then relatively slow and glass does not form. In the early phase, however, the cooling is rapid, because the great difference between the initial temperature of the lava and the superficial atmospheric surrounding. It is known that the heat-supply of recent lava ponds is furnished by the longlasting ascent of gases in the channel.

Both microandesites of Hungary exhibit an oriented fluidal texture with a markedly parallel arrangement of plagioclase laths. This phenomenon presumably is due to the convection current system of the lava pond or to some outflows. The plagioclase laths of the Komló microandesite body are oriented vertically and East-West, according to the measurements of PESTY, those of the Western Mátra prevalently North-South, according to KUBOVICS.

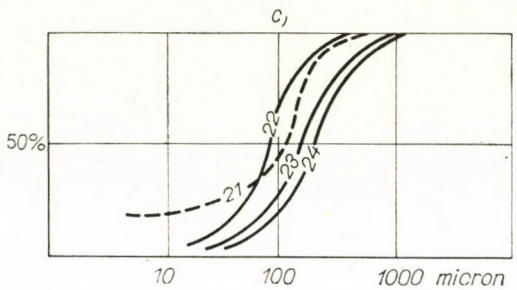


Fig. 6/c. Plagioclase basalt lava plateau, Kabhegy, Hungary. Dimensions 100 × 27000 × 3000 m SiO_2 49 per cent, H_2O ½ per cent

Nr. 21. 20 m below the original surface
Nr. 22. 35 m below the original surface
Nr. 23. 48 m below the original surface
Nr. 24. 58 m below the original surface

As regards to the basaltic rocks (Fig. 6c) of *Transdanubia* they exhibit according to their lower viscosity a higher average grain size than the andesites, in otherwise similar conditions. As mentioned in the former chapter, the granulometric curves of basalts are at the same time less flat on the average, *i.e.* the grain sizes of basalts are more homogeneous. The abundant coarse-grained phenocryst generation typical for andesite lava flows is mostly absent in basalt lava flows.

Most of the Transdanubian basalts extruded along an about 37 km wide and long tectonic graben of NW—SE direction. The varying depth of this graben is not more than a few hundred metres. In the highest central part of this graben the most extensive and presumably the oldest lava sheets (Kabhegy and Agártető) are situated. There lava rocks predominate over pyroclastics. Pyroclastics become, however, gradually more abundant towards the younger external zones. In the youngest and most external zone only Maar-like tuff cones without lava (Sittke, Szigliget, Fonyód, Bélatelep, Boglár, Tihany) occur.

Fig. 6c shows the grain size distribution of the basalt of *Kab Hill.* New detailed investigations were given by VÖRÖS [31]. The total thickness of the lava rock from this largest (8 km²) and oldest basalt sheet of Transdanubia is about 100 to 120 m. According to drilling data on about 15 m thick upper portion removed by erosion and the lowermost 10 m thick horizon unperfored by drilling are unknown. The known party of the lava sheet contains 3 vesicular and 3

scarcely vesicular levels each of 2 to 10 m thickness. The volume of the vesicules averages 15 to 30 per cent in the vesicular and less than 3 per cent in the non-vesicular levels. Vesicular horizons may, as usually, be regarded as upper margins of lava flows. The grain size of the basalt becomes coarser downwards most independently from the vesicular boundary levels (Fig. 6c). Downwards the average length of the plagioclase laths rises from 80 microns to 180 microns and

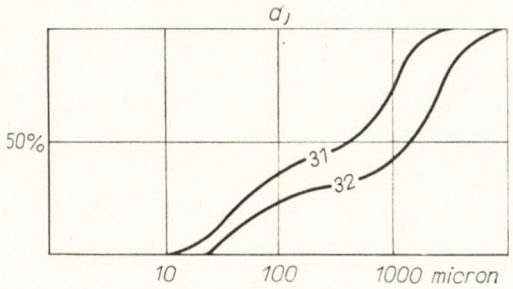


Fig. 6/d. 18 m broad, 4—5 m deep trachybasalt flow of 1949, south side of the Etna. SiO_2 48 %, $K_2O = Na_2O \sim 5-6\%$, H_2O 0.1%.
Nr. 31. 0.7 m below the surface
Nr. 32. 3.5 below the surface

the maximum length from 130 microns to 400 microns. At the boundary levels an average increase in volume of the vesicular from 2 to 20 per cent is accompanied by a rise of the median of the granulometric curves from 120 to only 160 microns. The volume percentage of olivine (mostly phenocrysts) changes almost parallel to the increase of grain size. The approximately uniform pattern of the changes in grain size throughout the basalt sheet proves that outpooring of the lava flows succeded at short intervals, each before the complete cooling of the preceeding effusion, so that the cooling of the older flow was hampered by the younger. The gravity crystal differentiation contributed to an increase of grain size, too. It is, however, improbable that crystals sank in great measure across the semi-solidified surface of the individual lava flows. The basalt sheet of the Kab Hill overlies immediately Upper Triassic dolomite and limestone.

The basalt sheet of the *Haláp Hill* belongs to the next, younger and deeper zone overlying the Pliocene clay. The surface area of this basalt sheet is only 0.3 km^2 and its thickness 30 to 40 m. It consists of two principal layers. The lower had cooled slower and is columnar, the upper is tabular. Both layers originate from almost the same eruption. Their granulometric distribution is essentially similar to that of Kab Hill, with grain size curves lying mostly between curves Nrs 22 and 23 of Fig. 6c.

Similar granulometric distribution is found in the basalt of the *Láz Hill*, too, belonging to the same zone of the basalt eruptions the surface area of which is, however, much larger (2.5 km^2). (Detailed investigations by L. Bognár [33].) Over the Pliocene clay there follows fine sandy tuff 10 m in thickness, then a few m pseudoagglomerate and finally the unchanged lava of about 35 to 40 m

thickness. The pseudoagglomerate and the lowermost lava flow is finer grained than the slower cooling central columnar part. The lower and upper parts of this basalt sheet, is tabular, too. Only slight changes in the grain size indicate that effusion of the whole basalt sheet was there almost continuous and took place before final cooling of the deeper lava flow.

Difference in jointing thus indicates no interruption in the volcanic activity.

All basalts of Transdanubia lying directly on the Pliocene clay are characterized by a relatively high content on zeolites. The zeolites are products of transvaporization by the clay [32]. They are most abundant around the clay inclusions of the lava, deriving from the Pliocene clay floor [33].

The *Ság Hill* near Celldömölk belongs to the middle composite lava-tuff zone, too, but it lies far outside in the Little Plain of Hungary. After quarry works during 50 years now this body is exposed down to the vents. Earlier investigations were made by HOFMANN, LÓCZY, VITÁLIS, MAURITZ, JUGOVICS, MARCHET and recent thorough ones by KULCSÁR [34]. Its basalt "sheet" with a surface area of 0.4 km^2 overlying a 50 to 60 m thick complex of basalt tuffs and agglomerates consisted of a 20 to 50 m thick lower and a 10 to 15 m thick upper lava horizon. Young dolerite rich in alkalis fills cavities and thin cracks in the lava sheet. According to KULCSÁR vents with somewhat dike-like elongation have been exposed. According to their smaller masses the grain sizes of the vent-rocks are smaller than those of the sheet. Towards the lava sheets the grain size of the vents grows coarser indicating that the basalt ascended mainly as liquid and not as semicrystalline melt. The margin of the vents mostly exhibits a smaller grain size than the centre but in the sites of transvaporization, revealed by increasing carbonate contents, the texture is coarser near the margin. Late "dolerites" rich in alkalis occur mostly around the crater in 10 to 20 cm-wide joints and cavities (0.01 to 1 m) in the upper lava flow. They are somewhat more abundant in SiO_2, TiO_2 and alkalis but poorer in CaO and particularly in MgO than the enclosing basalt (50.7 per cent SiO_2 in the dolerite, 49.0 per cent in the basalt), and belongs chemically to NIGGLI's essexite and beringite magma type. KULCSÁR encountered no dolerite in the vents and found that the dolerite cavities and cracks have no feeding channel. He concluded that the dolerite was a "pegmatite-like" product of the "residual magma" which had "differentiated" quasi "in situ" within the basalt. This assumption appears to be correct from the viewpoint of the principle of transvaporization, too. According to this the "residual lava" made up of components with the lowermost ionic and compound potentials, migrates selectively controlled by pressure gradient into the cracks and cavities and soldifies as "dolerite" of a considerably coarser grain size than the basalt.

The trachydolerite — a submarine peperite — from Zengővárkony (Mecsek Mts) has a similar chemical composition but is finer grained. Thus the

coarse grain size of the Ság Hill dolerite is mainly due to the higher initial (environmental) temperature during its crystallization.

The basalt of Ság Hill contains only analcite and calcite but no true zeolite. Thick basalt tuffs of the Ság Hill impeded a more intense alkali transvaporization (zeolitization) by the underlying clayey rocks and their inclusions. The basalt pyroclastic base is poor in alkali. This yields chiefly calcium carbonate to the basalt lava sheet.

In sum: the bulk of the Transdanubian basalt sheets has a similar texture and grain size in accordance with their similar thickness of 30 to 120 m. Grain size is practically independent from the extension of the basalt sheets. The vents with their smaller masses, especially at their margin, show markedly finer grains. It is, therefore, the minimum diameter, i.e. the thickness of sheets and veins that chiefly determines the heat exchange and grain size of lava bodies. The granulometric variability of basalts is thus less than that of the more viscous acid magma and the effect of the marginal distance is accordingly less, too.

These observations are of general importance. For the interpretation of the trachytic and phonolitic endproducts of the *oceanic olivin basalt volcanism* mostly gravity crystallization differentiation in the deep channels is assumed. According to the mentioned observations this interpretation seems to be questionable. On the one hand, it was shown that the main crystallization is taking place only near or at the surface. On the other hand, gravity differentiation in the depth under high pressure is strongly impeded (Chapter 10). Oceanic trachytes and phonolites may represent rather residual magma products separated from the crystallized magma in the neighbourhood of the surface and enriched in alkalies by the intense final positive transvaporization. Alkali transvaporization is namely most intense in the final stage of igneous activity because transvaporizing country rocks (older lavas, too) are mostly activated by the long igneous activity and synchronously also the mass of transvaporized magma is reduced.

Two main kinds of contrast are observable both in the diagrams of grain size and in those of cooling: the contrast between large and small grain sizes, *i.e.* between slight and intensive supercooling, and that between uniform and inhomogeneous grain sizes, *i.e.* between slow and rapid cooling. The uniform distribution of grain size is significant for slowly cooling large continuous igneous bodies. At greater depths with slight supercooling the average grain size is large, whereas near the surface where the supercooling is from the beginning more intense, the grain size is finer.

Fairly uniform grain sizes are found in laccolites, the curves of cooling of which are nearly rectilinear. Similar fairly uniform grain sizes are characteristic for the liquid hypomagmatic and basic rocks where crystallization is rapid and equilibrium can be reached sooner.

On the other hand, an inhomogeneous granulometric distribution with two maxima is found chiefly in the acid lava flows and in the deeper sections of dikes, the rate of cooling of which decreases rapidly.

7. Computating influence of chemical composition

The effects of the chemical composition may be exactly determined by high temperature high pressure experiments under the same conditions but with gradually changed quantity of the different constituents. An approach is possible, however, already now by the comparison of natural rocks with similar grain size, *i.e.* with similar cooling curves but different absolute value of one chief constituent.

This way the effects of the SiO_2 content of the magma was investigated by comparison of the grain size curves for the Csódi Hill and the North-Western Mátra illustrated partly in Fig. 5 and 6a—6b. A comparison of the granulometric conditions of the most similar pairs of curves (*e.g.* Nrs 2 and 11, or Nrs 3 and 15 in Fig. 5) shows that an increase in SiO_2 content of 12—15 per cent results in an increase of the median value of the curve by about a complete order of magnitude (*i.e.* from 40 microns to 400—500 microns, and from 20 microns to 160 microns, resp.). Accordingly an increase in SiO_2 content by one per cent diminishes the grain size by a 0.076 order of magnitude. This relation was supported by other additional observations of this kind, too.

For the approach of the effect of volatiles we started from data concerning closed igneous bodies in which a given volatile content throughout almost the whole phase of crystallization is presumable. In such cases the volatile content of magma may be considered as about identical with that of the rock. There the volatiles may be preserved by the lower temperature crystallization products. Such are laccolites surrounded completely during their crystallization by clayer country rocks, *e.g.* the described Csódi Hill. As has been noted here the grain size in the inner slower-cooling "viriditic" zone is smaller than that of the outer biotite-andesite zone. This inversion is due obviously to the smaller water content (2.3 per cent) of the "viridite"-zone, which is 0.9 per cent less then that of the biotite-andesite zone (3.2 per cent). This decrease in water content does not affect the pattern of the grain size curve but reduces its granulometric median from 82 to about 70 microns. According to the position of these rocks within the laccolite the correct values of the medians are about 90 and 70 microns. Thus an increase of 0.9 per cent in the water content corresponds to an increase of 1.12 order logarithmic magnitude of the median, *i.e.* a change of 0.13 order in grain size corresponds to a change of 1 per cent in water content.

An other possibility of the approach of the effect of volatiles is given by geochemical processes like that in the Oslo graben. There an increase of the

average H_2O content of the magma from 1—2 to 5—8 per cent leads to an increase in the grain-size of feldspar phenocrysts from 2—4 mm to 10—14 mm, *i.e.* to an increase of the order 0.7. This means change of the order 0.14 in grain size for a change of one per cent in water content.

The figure of the Oslo graben refers to liquid magma, that of the Csódi Hill to a rock. They are found, however, to be commensurable: both data consider a crystallization in the presence of the total water content of magma and both magmas are chemically neutral. Therefore the two data are in good agreement.

The increase of the H_2O content by 1 per cent enlarging the average grain size by 0.14 order in terms of the logarithmic scale is valid, however, only for rocks of SiO_2 contents of about 50—65 per cent and for a volatile change of a few per cent only. The admissibility of extrapolation of these values to greater volatile contents is highly questionable.

The effect of CO_2 seems to be smaller than that of H_2O. A quantitative evaluation of the effect of CO_2 was approached by a comparison between portions with different CO_2 contents of a carboandesite dike from Nagybátony (detailed data in [28]). The average carbonate content in these dikes is 8 to 10 per cent. However, the upper extremity of a dike (opened by a mining cut) has shown a strong enrichment of CO_2. This is presumably due to the ascending (semi) juvenile CO_2 and to the CO_2 deriving from the coked, anthracitized brown coal. There the carbonate mineral content of the rock is 19 volume per cent. An increase of 0.1 order of magnitude of the median corresponds here to an increase of 1 weight per cent of CO_2, *i.e.* 2 volume per cent of carbonate minerals.

The volatiles increase grain size of the core of lava sheets as the outer rapidly cooled and degased crystallin border retains ascending gases. Accumulation of the volatiles is observable in greater lava flows crystallizing over wet sediments, too. The volatiles deriving from the sediments pass slowly through the lava body during the main crystallization and result in a strong increase in the grain size, *e.g.* in the coarse crystalline pyroxene andesit of Szanda Hill, Cserhát Mts and in the coarse crystalline amphibol andesite of Godóvár, Börzsöny Mts, etc. The presence of volatiles is chemically and mineralogically often not perceptible because volatiles escape before the late low temperature crystallization of the minerals rich in volatiles. Thus the texture is decisive for the determination of the early volatile contents of magma.

Some increasing effect on grain size is exerted by the alkalis and the Fe : Mg relation, too. The rate of this increase is still not determined.

These different textural effects seem to represent rather additive features. Let us compare for instance two similar curves of cooling with different rock compositions, *e.g.* that of the described Kab Hill basalt lava sheet and that of the carboandesite Nr. 2 from Nagybátony. The grain size distribution of the carboandesite is coarser than that of the basalt: the median of the granulome-

tric curve lies 25 per cent higher in the carboandesite. This can be deduced from the chemical composition, too. The examined basalt contains 49 per cent of SiO_2, 0.5 to 2.8 per cent of H_2O and no CO_2, while the carboandesite contains 51 per cent of SiO_2, 0.5 to 3.0 per cent of H_2O and about 5 per cent of CO_2. The 2 per cent increase in the SiO_2 content of the carboandesite corresponds — according to the former data — to a decrease in grain size of 0.16, while the 5 per cent enrichment of CO_2 to an increase of 0.5 order of magnitude. This gives altogether an increase of 0.34 order of magnitude in a rather good agreement with the 0.25 coarsening actually measured.

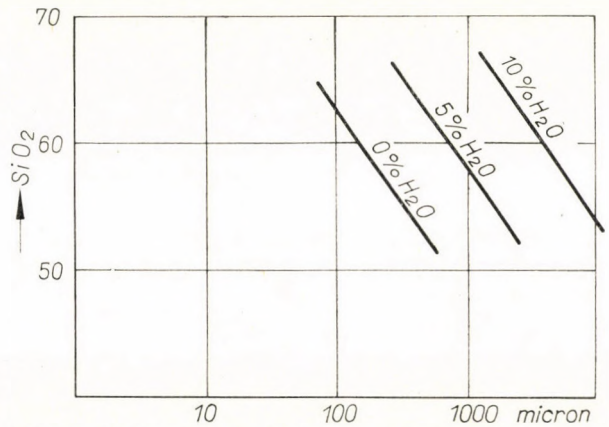


Fig. 7. Changes of the median grain size in function of the SiO_2 and H_2O content for subalkaline rhyodacites to basalts

These relations are summarized up in Fig. 7.

Grain size can be increased subsequently by *alkali metasomatism*, too, for instance in some very coarse-grained granite porphyries in the upper and border levels of granite bodies. Metasomatic increase is restricted to the alkali-minerals, whereas synchronous coarsening means a grain size increase of all minerals, *e.g.* that of the quartz in granite porphyries, too. This way the metasomatic increase in grain size may be distinguished from the synchronous coarsening by volatiles. Textures resulting from cooling of the magma are characterized by a constant correlation of the sizes of the igneous minerals [5].

8. Water content of the basaltic magma. Banded and layered igneous rocks

It was mentioned that igneous rock textures are suitable to give information about quantity of volatiles in the depth. This chapter contains some investigations of this kind.

In volcanic rocks, particularly in basalts, *vesicular (scoriaceous) textures* are frequent. As known they appear chiefly at the top and sometimes at the

bottom of lava flows. Water vapour escaping in the form of bubbles from lava saturated with water is generally believed to lead to the formation of vesicular texture. The total volume of the bubbles may amount to about 30 per cent. The corresponding weight per cent of water is small: if vapour pressure is 10 atm, and temperature 1200 degress C, a 20 volume per cent of vesicles will correspond to 0.4 weight per cent of water content. Since vesicles assume their definite shape and volume chiefly at the end of crystallization it is more appropriate to compute with a temperature of about 800 degrees C. In this case 20 per cent by vesicular volume are equivalent to 3 per cent by weight of H_2O.

These approximate figures permit to compute the total water content of the rock during solidification. According to KHITAROV [13, 14], at low pressure corresponding to surface conditions, the saturation of the basaltic melt for water at 900 degrees C amounts to about 2.5 and it increases only slightly with rising temperature. Accordingly, vesiculation of basalt lava begins at about 2.5 per cent water content and the water content of a lava containing 20 volume per cent vesicles is about 0.4 to 3.0 per cent greater, *i.e.* 2.9—5.5 per cent. Since, the water dissolving power of the basalt melt is practically unaffected by changes in the temperature, the release of water by the vesicular basalt lavas on the surface is the consequence of the crystallization of water free minerals. As chilling of the lava surface prevents the escape of greater amounts of vapour from the lava, the original water content of non-vesicular lava may be mostly lower than the saturation limit, *i.e.* lower than 2.5 weight per cent.

The water solution power of the basalt melt increases with increasing pressure and the saturation point becomes more dependent on temperature at higher pressures (KHITAROV). At a depth of about 11 km corresponding to a pressure of about 3000 atm and a temperature of 1000 degrees C, 6 weight per cent water may be solved. However, this does not mean that basalt magma contains more water at great depths. According to KENNEDY [16], the free energies, chemical activities and partial pressures of water vapour in a state of equilibrium are nearly identical throughout the magma column, what is only possible if the percentage of volatiles is substantially higher in the upper than in the deeper parts of the column. Hence, if the extruding basalt melt becomes supersaturated at some points, *i.e.* if it produces a vesicular texture reaching or surpassing the 2.5 per cent saturation point, the corresponding basalt melt in the depth must contain substantially less water than 2.5 per cent.

The water content of pyroclastics cannot be determined this way. Since the explosions occur in all demonstrable cases through weak ("volcano-tectonic") zones, the maximum pressure of the gas cap, *i.e.* its water vapour content must be lower than usually supposed.

All this applies to liquid magmas only in which the possibility of gas diffusion allows the magma column to preserve its equilibrium. It does not apply to viscous acid magma in which gases cannot diffuse easily.

If vesiculation is due to crystallization and supersaturation (see above) primary vesiculation is hardly possible in pure glassy basalts. If basalt glass is yet vesicular, it is produced — similarly to other vesicular lavas near the surface — by the ascending water vapour released by crystallization and crystal separation in deeper zones.

The usually flattened vesicles of bottom lava are presumably formed by the supersaturation owing to the diffusion of volatiles towards the colder margin, and partly owing to transvaporizational immigration of volatiles from the wet substrate.

Scoriaceous basalt masses in the inner parts of basalt lava flows (Haláp, Lázhegy) are presumably products of a local transvaporization of lavas traversing pools or brooks, as observed by THORARINSON in Iceland.

The open space volume of *pumices* of acid rocks amounts to about 30 per cent and corresponds to a water vapour content of not more than about half a per cent by weight. The formation of pumice is accompanied by violent explosions and a considerable part of the volatiles escapes without forming pumiceous voids. Accordingly, the degree of supersaturation is higher in the case of pumice than in that of vesicular basalts. According to PERLAKI [15b] pumiceous texture differs from vesicular (scoriaceous) one in that the acid magma is able to retain water vapour, especially its strongly bound part, to a depth of about 50 m, *i.e.* to about 15 atm rock pressure. Over this limit the explosive release of water vapour results the silicate melt of a viscosity of 10^8—10^9 poises at temperatures of 1000 to 1200 degrees C, to be blown out in tubular pumice. On the contrary, the formation of scoriaceous igneous rocks is connected with the release of weakly bound water vapour.

The formation of the (approximately) vertically *banded igneous rocks* is quite different from that of the more or less horizontally *layered igneous rocks* produced by igneous sedimentation, *i.e.* by gravity crystal differentiation. Banded and many so called fluidal textures are formed by differential movement of different gas and fluid or fluid and crystal phases. The process usually starts with the syneretic separation of volatile-rich and volatile-poor magma portions and is then furthered by their different mobility corresponding to their different viscosity. The syneretically differentiated volatile-rich magma portions of lower viscosity and lower specific weight uprise gravitatively and even partly squeezed out and the crystals tend to be arranged according in the bands. The prolonged ascent of the volatiles along these vertical bands may result in a partial exsolution of some bands, with redeposition of secondary minerals *(e.g.* tridymite) in the pores. A subsequent oxidation provoked by solutions descending along the approximately vertical band terminates their

development. This polygenetic process takes place without differentiation by crystallization, too. It represents rather a *squeezing by fluidization and gravity.*

Banded rocks do not form if the volatiles are evenly mingled and dissolved by the magma. Therefore, the formation of banded rocks is promoted by a sudden immigration of large amounts of volatiles, especially by the transvaporization of the magma or of the rock by the volatiles of the country rock. Banded rocks are frequent in the andesite and dacite laccolites (Börzsöny, Mátra, Tokaj), since the intensity of transvaporization is particularly high in such small, closed igneous bodies surrounded by wet sedimentary rocks.

The secondary water uptake of obsidian (becoming perlite and pitschftone) is promoted too by the banded texture representing preformed paths tor descending water and ascending gases. The immigration of volatiles into she magma may occur at various stages of the crystallization.

9. Mineralogical composition and cooling curves

Cooling relations are between certain limite decisive for the mineralogical composition especially for different kinds of mafites and feldspars of volcanic rocks, too. It was often assumed that the pyroxene, hornblende or biotite content of andesitic rocks is depending on the water content of the magma. The water contents of these rocks as well as the water requirements computed from their mineralogical composition are, however, small — about only 1—2 per cent weight per cent.

On the contrary, there exist large differences between the crystallization temperatures of these mafites [29]. Thus the content of mafites are obviously influenced chiefly by the conditions of cooling. In the same andesitic magma a relatively slow cooling at very high temperature — about 1000 degrees C depending on vapour pressure [29] — yields chiefly pyroxene (first hypersthene then pigeonite or augite) phenocrysts. A slow cooling at a lower temperature — about 900 degrees C — produces hornblende. A still lower temperature retardation of the cooling — about 800 degrees C — results in the crystallization biotite phenocrysts. If cooling at all these temperature ranges is rapid an amafitic andesite is formed often with microandesitic texture (Fig. 8).

The crystallization of the pyroxenes is mostly accompanied by bytownite, that of the hornblende by labradorit and biotite by andesine. (Such associations are described *e.g.* from the Mátra Mts by VIDACS et al. [30a]). However, this relation is depending on the vapour pressure too, which diminishes the crystallization temperature of feldspars stronger than that of mafites.

In sum: the mineralogical composition of volcanic rocks depends not only on their chemical composition but on the inflexion point of their cooling curves, too (Fig. 8). The trend of mafitic crystallization is determined already by the first (mostly deep) period of cooling and does not change even after the reheating by oxydation at the surface.

After the crystallization of the phenocrysts the mineralogical composition of the ground-mass is mostly determined by the chemical composition of the rest of the fluid magma (lava).

These relations prevail also in the general features of the volcanic rock suites [35]. In the Tertiary volcanic rock suites of Hungary the rather small and thus rapidly cooling masses of Palaeogene volcanic rocks in Transdanubia and of Recsk in Northern Hungary are represented by biotite and hornblende-

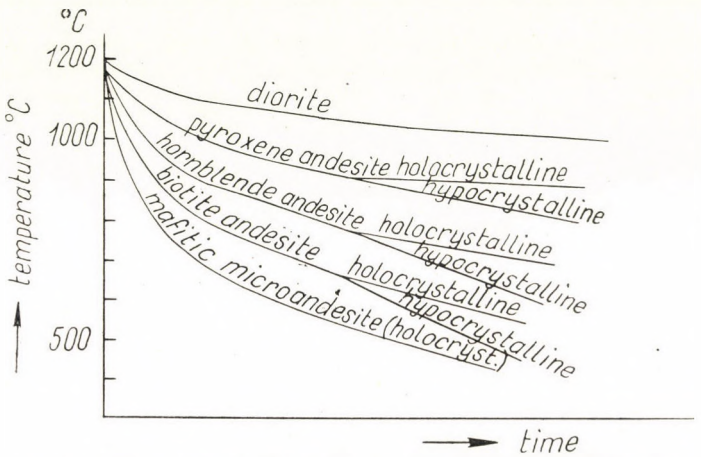


Fig. 8. Cooling curves of andesite types with different mafites

andesites. Neogene hornblende-andesites occur in the Börzsöny Mts, too, where somewhat greater magma masses but in a prevailing "unheated" region *(i.e.* in a region without precedent volcanic activity) with rapid cooling were erupted.

On the contrary, the andesites of the Mátra Mts are chiefly pyroxene-andesites because this region was precedently heated by the ignimbritic volcanic activity [35] and the volumes of the igneous masses are there greater. Thus especially the early phase of the cooling curves of the Mátra andesites are mostly more flat, resulting in the concentration of magnesia and iron mainly in pyroxene phenocrysts. In consequence of the relatively slow cooling in the late phase, the smaller igneous masses in the smaller (sub)volcanic masses of this mountain form often amafitic microandesites (Chapter 6).

In consequence of the very intensive previous ignimbritic activity in the Tokaj Mts the cooling of the andesite and dacite magma becomes here especially slow. Therefore even acid andesites and dacites are characterized by pyroxene phenocrysts. Hornblende dacites are there relatively scarce.

A detailed further description of the relation between mineralogical composition and grain size distribution seems to be superfluous. However, it must be considered that other factors, *e.g.* the slight increase of the grain size by the early volatiles may represse in some cases these relations.

10. Igneous gravity differentiation

Gravity crystal differentiation is a well known phenomenon in many lavas. Leading petrogenetic theories (P. NIGGLI, BOWEN) on separation of magmas are counting with gravity crystal differentiation in the depth, too. If this differentiation is effective on very thick igneous masses, *i.e.* in greater depth, too, then the relations between grain size and cooling curves are generally disturbed and the foregoing statements are mostly invalid. However, recently J. JUNG, LEONTEVA [27], RITTMANN [38] and others supposed that gravity crystal differentiation plays a subordinate role in the evolution of rocks. A critical review of this problem is therefore here needed.

In principle two trends of gravity differentiation have to be distinguished. One is the subsidence of the early mafites, with separation of felsic rocks rich in feldspars. Separation of an upper granite or anorthosite layer from a lower iron- and magnesium-rich ultrabasite is mostly presumed to form in this way. The large basalt diabase lopoliths of the ancient platforms [21—23] are representatives of this process.

The second trend of gravity crystal differentiation is characterized by the subsidence of early plagioclases. Then mostly alkali rock relatively poor in lime shall be formed at the upper layer and a relatively calcium-rich rock (plagioclasite, anorthosite) in the lower. This process is especially presumable if magma is relatively rich in calcium and poor in iron and magnesium. Such magma may be produced by the DALY mechanism of assimilation of limestones and, on the other hand, by the abundance in volatiles which hinders the crystallization of the early iron-magnesium silicates. This is the case, *e.g.* in the presence of clayey country rocks.

No sign of gravity crystal differentiation was found in deeper subalkaline magmas of a silica content over 65 weight per cent. It seems to be restricted even in dikes and other subvolcanic bodies of andesitic composition with 55 per cent silica. It may be computed by the STOKES and related laws that in greater depth where viscosity of the magma rapidly increases with increasing pressure, gravity sedimentation of relatively small grains is practically impossible in a fluid the specific gravity of which differs only slightly from that of the crystals. A. A. LEONTEVA confirmed by the STOKES law the surprisingly low differentiation rate in this way. The buoyancy of the uprising volatiles counteracts the gravity sinking of crystals, too. The gravity differentiation is limited even by the resorption of crystals sinking in the deeper zones of higher temperatures. Primary magma chamber cannot represent site of such differentiation either because there prevails anatexis and not crystallization. It furnishes liquid lava and semicrystalline melt.

Magmatic differentiation leads to striking effects chiefly in connection with basaltic magma. It may produce in this case chemical differentiation in

a range extending from ferro-gabbro to quartz-gabbro with 44 to 45 per cent of SiO_2 contents. The syenite and granophyre with an SiO_2 content of 60 to 70 per cent commonly associated with norite and gabbro of the lopoliths is presumed to originate from the same magma. According to its younger age and geological position in the lopoliths, however, this assumption seems to be questionable. Syenite and granophyre were regarded also as squeezed out products of residual magma after almost complete crystallization. This hypothesis is likewise improbable since there occur large amounts of granitic igneous rocks in the lopoliths, whereas the basaltic magma cannot have but small amount of acid residuum. The formation of the abundant granitic magma of lopoliths is presumably furthered by melting products of the sialic crust gradually activated along the deep volcanotectonic lines by the previous ascent of the high-temperature norite magma, too.

Melting of the sial rocks and ascending of magma is due to volatiles which migrate according to the principle of transvaporization in the direction of the decrease in pressure towards deep volcano-tectonic fractures. These volatiles drop the melting point of the rocks along the structural zones and supply heat energy to them. The rocks of the structural zones become melted and rise when they become supersaturated in volatiles. According to the lower water-dissolving power of the basalt melt the basalt layer is first activated. The ascent of the overlying sial takes place after the heating and supersaturation of this upper zone. In contradiction to basalt (norite) melt, the water-dissolving power of the granite melt decreases with rising temperature [13, 14]. Thus basaltic and noritic sial-sima melt is activated by increasing water content, whereas the granite melt (sal) may be activated by an increase in temperature. Decrease in pressure diminishes the solubility of water in both cases.

The subordinate rhyodacitic end products of the "tholeiitic" magma, as well as the trachytic-phonolitic end products of the olivine basalt magma interpreted often as "residual" magma products, may represent in this sense such non-typical residua. The alkali-rich components of these residua derive partly from the wall rocks of the vents mobilized by the previously ascending basaltic magma. These acid rocks become relatively prevalent only when the amount of magma is gradually exhausted. Thus the final alkali volcanism of the great oceanic and continental basalt masses do not represent chiefly products of gravity crystal differentiation, too.

In intermittent volcanoes (type Hekla) basalts are preceded by some dacite-andesite or after longer standstill by rhyolite. These intial acid eruptiva are commonly regarded as product of gravity crystal differentiation. But basaltic magma could only furnish acid residual magma after its major part has crystallized. Primary magma chamber is the site of anatexis and not of crystallization. Thus it furnishes a new and not a residual melt. On the other hand

volatile and semi-volatile (alkaline) components of low ionic potential originating partly from the magma chamber by alkaline "ionic transfer" partly from the wall rock of the vent by selective migration, are mostly enriched at higher levels, *e.g.* in secondary magma chambers and do not extrude immediately from the primary basaltic magma chamber. Thus, andesites of the Inner Carpathian Tertiary volcanism mostly extrude along longitudinal chief volcano-tectonic lines, while rhyolites do so along transversal lines (MALEEV, PANTÓ).

In sum: the gravity crystal differentiation in the depth seems to be chiefly restricted to processes like the DALY mechanism of the formation of alkali rocks, where CO_2 deriving from the dissociation of limestones produces extremely fluid magma.

Conclusions

Granulometric curves showing apparent microscopic grain size distributions determined in thin sections of igneous rocks were used for texture analyses (Fig. 1—2). That allows graphic averaging of grain size distribution and by this way the textural evaluation of lava masses changed secondary through gravity crystal differentiation.

The *grain size* due to igneous crystallization influenced by at least 17 factors, is determined chiefly by the rate of cooling and chemical composition of the magma.

The *cooling curves* of smaller igneous bodies with a higher initial temperature are — within a certain limite — similar to those of larger bodies with lower initial temperature. If the mass is doubled, its effect is equal to an increase of about 220 degrees C in the initial environmental temperature (Fig. 3).

True marginal distance should be distinguished from the present *(apparent)* one. In the case of rapid intrusion the two are practically equal, while if the intrusion is slow, the true marginal distance is inferior to the apparent one. Therefore grain size distribution permits some conclusions concerning the *speed of intrusion*, the *quantity* of the igneous mass which has ascended in dike and the presence or absence of *preceding igneous activity*.

Fast cooling in the *dikes* and particularly in *lava flows* results mostly in granulometric curves with two maxima (porphyric textures, Fig. 6a, Nr. 15; 6b, Nr. 20, 6d). Lower viscosity due to high volatile content of dike rocks (Fig. 6b, Nr. 10) or to more basic (basaltic) compositional flows (Fig. 6c) results in granulometric curves with only one maximum. The grain sizes are practically independent from the extension of the (basalt) lava sheets. It is the minimum diameter, *i.e.* the thickness of the sheets and simple veins that chiefly controls their grain sizes.

With the increasing mass of the magma transported across the dikes the rate of cooling decreases and the grain size becomes greater and more homogeneous.

The grain size curves of *laccolite* rocks (Fig. 6a, Nr. 11—14; 6b, Nr. 1—4) have already often one maximum, except their marginal parts.

Increasing temperature of the environments of the crystallizing magma *(e.g.* increasing *depth of intrusion)* shifts the inflexion of the cooling curve towards smaller time-ranges and higher temperatures (Fig. 4). Accordingly the phenocryst minerals are shifted in the sequence: olivin — hypersthen — augite — hornblende — biotite — mafite and on the other hand: bytownite — labradorite — andesine (Fig. 8).

Within the range of medium SiO_2 contents an *increase* of 12 to 15 per cent in SiO_2 *content* diminishes the median value of granulometric curves by about 1 order of magnitude *(i.e.* if the amount of SiO_2 increases by 1 per cent, the grain size will decrease by a 0.07 to 0.08 order of magnitude). The effect of the volatiles is more pronounced: an *increase* of H_2O by 1 weight per cent augments the median of the grain size of neutral rock by about 0.14 while an *increase of* CO_2 by 1 per cent augments it by 0.10 order of magnitude in the examined range of rocks with 50 to 65 per cent SiO_2 (Figs. 5, 7, 8).

Metasomatic changes e.g. alkali metasomatism of granite porphyry differs from true igneous textures by disappearance of the normal grain size correlation of the different constituents, *i.e.* by the disproportionate growth of alkali minerals.

Acid igneous rocks occurring in the upper levels of *lopoliths* represent chiefly mobilized sialic substance and not simple differentiation product of basalt magma. The sequence of intrusion — first norite, than granite — is (partly) due to the lower water saturation point of the basalt melt which is thus activated already by a smaller concentration of volatiles.

Early acid explosion of *intermittent basalt volcanoes,* as well as the late trachytes, phonolites or rhyodacites of the *oceanic basalt and the continental tholeiite magmatism* do not form by gravity crystal differentiation, nor from simple "residues" of the parent magma chamber. They represent rather late near-surface liquid residues enriched in alkalis deriving partly from the activated country rocks.

Basalt lava forming compact rocks contains less than 2.5 per cent of water. Scoriaceous lava indicates somewhat greater water content of lava *(e.g.* 20 volume per cent vesiculae indicates 2.5 + 0.3 weight per cent water). Since the initial deep parent magma contains, according to KENNEDY less water than the liquid basalt lava on the surface, the original *water content of the sal-sima (and mantle)* is even less than 2.5 weight per cent. The original water content of the granitic magma formed in the deeper parts of the *sial* is likewise less than 2 per cent. It is only in the higher levels of the sial that the

water content, deriving partly from the country rocks, is high. It results then partly in ignimbritic overflows.

The volatile content of the magma may be quantitatively evaluated by texture measurements even at higher temperatures when the mineralogical composition does not provide information in this respect.

REFERENCES

1. TAMMANN, G.: Kristallisieren und Schmelzen. Leipzig, 1903.
2. TURNBULL, D.: Journ. of Metals, Transaet. **188,** 1144, 1950.
3. BUERGER, M. J.: Amer. Miner. **33,** 744, 1948.
4. VERHOOGEN, J.: Amer. Journ. Sci. **249,** 729, 1951.
5. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Mitt. Berg. Hüttenm. Abt. Sopron **13.** 251. 1941.
6. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Ann. Hist. Nat. Musei Pars Min. Geol. Pal. **37,** 66, 1944.
7. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Acta Geol. **4,** 341, 1957.
8. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Acta Geol. **7,** 39, 1961.
9. HERRMANN, M.: Földt. Közl. **83,** 130, 1953.
10. ROSENBUSCH, H.: Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1910.
11. HARKER, A.: Petrology for students. Eighth edit. Cambridge, 1956.
12. WILLIAMS, H., TURNER, F. J., GILBERT, CH. M.: Petrography. San Francisco, 1955.
13. KHITAROV, N. I.: Akad. Nauk. Trudii Lab. Vulk. 1919. **34,** 1960.
14. KHITAROV, N. I.—LEBEDEV, E. B.—RENGARTEN, E. N.—ARSENJEWA, R. N.: Geokhimija, **387.** 1959.

15/a. ILKEY-PERLAKI, E.: Földt. Közl. **91,** 382, 1961.
15/b. PERLAKI, E.: Acta Geol. **10,** 13, 1966.

16. KENNEDY, G. C.: Bull. Amer. Soc. Spec. Paper, 1955.
17. PANTÓ, G.: Rap. Ann. de l'Inst. Géol. de Hongrie sur l'année 1950, 155—162. 1953.
18. PANTÓ, G.: Acta Geol. **1.** 159, 1952.
19. PANTÓ, G.: Acta Geol. **6,** 307, 1962.
20. KUBOVICS, I.: Földt. Közl. **92,** 280, 1962.
21. WAGER, L. R. and DEER, W. A.: The petrology of the Skaergaard intrusion Greenland, Meddelser om Grönland. 105/4. 1939.
22. WAGER, L. R.: Dansk. Geol. Foren Medd. **12,** 335, 1953.
23. WALKER, F.: Geol. Soc. Amer. Bull. **51,** 1059, 1940.
24. NIGGLI, P.: Schweiz, Min. Petr. Mitt. **18,** 610, 1938.
25. FENNER, C. N.: Am. Journ. Sci. 465. 1948.
26. PRESTON, E. A.: Journ. Soc. of Glass Technology **22,** 80, 1938. see in EITEL, W. Phys. Chem. of the Silicates, p. 132.
27. LEONTEVA, A. A.: Zap. Vs. Min. Obs. **2,** 91, 1940.
28. PÓKA, T.—SIMÓ, B.: Földt. Közl. 96, 411, 1966.
29. YODER, H. S. and TILLEY, C. E.: Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Washington. **55,** 169, 1956.

30/a. VIDACS, A.: Térképmagyarázó. Magy. Áll. Földtani Int. kiadv. 1964.
30/b. VARGA, GY.: MÁFI Évi jel. 1. 1961.
30/c. VARGA, GY.: MÁFI Évi Jel. 215. 1963.
30/d. VARGA, GY.—GUZY-SOMOGYI, A.: MÁFI Évi Jel. 293, 313, 1962.

31. VÖRÖS, I.: Földt. Közl. **92,** 174, 1962.
32. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—ERDÉLYI, J.: Földt. Közl. **87,** 302, 1957.
33. BOGNÁR, L.: Ann. Univ. Sci. Budapest. Sect. Geol. **8,** 1965.
34. KULCSÁR, L.—GUZY-SOMOGYI, A.: Acta Geogr. Debrecina **8**/1, 33, 1962.
35. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PANTÓ, G.—SZÉKY-FUX, V.—KUBOVICS, I.—PÓKA, T.—PANTÓ, GY.: Acta Geol. **11**/1—3 161, 1967.
36. INGERSOLL, L. R. and ZOBEL, J.: An introduction to the mathematical theory of heat conduction, with engineering and geological applications. Boston, 1913.
37. SCHNEIDERHÖHN, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena, Fischer, 1941.
38. RITTMANN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, Enke, 1960.

СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, ИХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КРИВЫЕ ОСТЫВАНИЯ

Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ

Резюме

Для анализа структур магматитов были использованы гранулометрические кривые, отображающие микроскопическое распределение зерен в тонких шлифах породы (рис. 1—2). Такой подход позволил получить средние значения распределения зернистости и тем самым осуществить оценку структуры лавовых масс, подвергшихся вторичным изменениям за счет гравитационной дифференциации кристаллов.

Величина зерен, обусловленная кристаллизацией магмы под влиянием не менее 17 факторов, определяется в основном скоростью остывания (рис. 3) и химическим составом магмы.

В статье рассматривается связь между кривыми остывания и гранулометрическими кривыми (Рис. 4, 6, 8). Кривые остывания частью определяют и минералогический состав (рис. 8).

В пределах средних величин содержания SiO_2 увеличение содержания SiO_2 на 12—15% уменьшает медианное значение гранулометрических кривых примерно на 1 порядок величин. Влияние летучих еще сильнее: увеличение содержания H_2O на 1 весовой процент увеличивает медиан величины зерен пород среднего состава примерно на 0,14, в то время как увеличение содержания CO_2 на 1% влечет за собой увеличение его на 0,10 порядка величин в пределах изученных пород с содержанием SiO_2 в 50—65% (рис. 5, 7, 8).

Продукты ранних извержений периодического базальтового вулканизма, а также поздние трахиты, фонолиты или риодациты океанического базальтового и континентального толеитового магматизма не образуются ни путем гравитационной дифференциации кристаллов, ни за счет простых «остатков» материнских очагов магмы. Они представляют собой скорее поздние, приповерхностные жидкие остатки, обогащенные щелочами, частью происходящими из затронутых боковых пород.

Образующая плотную породу базальтовая лава содержит меньше чем 2,5% воды. Шлаковая лава свидетельствует о несколько большем содержании воды. Так как первоначально глубинная материнская магма по данным Кеннеди содержит меньше воды чем жидкая базальтовая лава на дневной поверхности, оригинальное содержание воды в сиало-симе (и в мантии?) ниже даже 2,5 весовых процентов.

Содержание летучих в магме может количественно оцениваться путем изучения структур при еще более высоких температурах, если минералогический состав породы не позволит получить соответствующие данные.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 253—259 (1967)

STRONTIUM CONCENTRATION AND DISTRIBUTION OF TRACE ELEMENTS IN THE LIGNITE OF HIDAS (MECSEK MTS, HUNGARY)

By

Á. GROSSZ

INSTITUTE OF APPLIED GEOLOGY, EÖTVÖS UNIVERSITY, BUDAPEST

The trace elements in the Middle Miocene lignite complex of Hidas exhibit within the individual seams a spatial distribution governed presumably by the disposition of the ancient swamp zones on the other hand, the distribution of the element is not the same in the lignite as in the intercalated barren layers. There is no change in trace element distribution as a function of time, *i.e.* vertically, presumab y oving to the comparatively small thickness of the deposit and to the unchanged area of erosion.

In the Hidas area, anomalous concentrations of Sr are restricted to the lignite complex. Mean Sr concentration is 0.76 per cent in lignite ash and 0.90 per cent in the intercalated carbonatic deposits. The Sr content of the lignite complex is to be considered contemporaneous with sedimentation. It was presumably the abundance of Sr that led to the precipitation of calcium carbonate in the form of aragonite, the lattice of which is capable of absorbing some Sr.

Sr is likely to have come from the exposures of the crystalline basement south of the basin, where Sr occurs partly as an enriched trace element and partly in epithermal veins consisting of carbonate minerals rich in Sr. In the deposits similar in lithology to, but different in age from, the Hidas lignite complex and younger than the crystalline basement, Sr does not occur in noteworthy abundance.

In the Middle Miocene (Tortonian) lignite complex of Hidas in the northeastern foothills of the Mecsek Mountains, a sedimentary series of 50 to 100 metres thickness includes seven workable lignite seams. The area is thoroughly faulted and folded, and seam parallelization is rendered fairly difficult by this structure.

Analyses for trace elements have been performed partly upon the ashes of lignite samples and partly upon samples of the intercalated barren layers. The samples derive from the Hidas pit on the one hand, and on the other from four deep boreholes about 500 metres east of the pit field, spaced at intervals of 250 metres (Fig. 1). It is particularly the core samples that represent the entire lignite complex from floor to roof, including all the barren interbeddings.

For all elements except Sr, qualitative and semi-quantitative methods of analysis were adopted: it was only for particularly abundant Sr that a greater accuracy was aimed at.

Spectrographic analysis was performed by KUBOVICS and JUHÁSZ on a Zeiss Q 24 quartz spectrograph (excitation by BIG-100 interrupted A. C. arc; Ringsdorf RWC type spectrally pure carbon electrodes were used).

The elements most abundant in the samples examined were Sr, B, Ba, Cu and Ti. The semi-quantitative method gave a range of 0.1 to 1.8 per cent

for the concentration of Sr; Ba concentrations scatter about 0.08 per cent, those of Cu about 0.005 and those of Ti about 0.1 per cent. Elements found in relatively large quantities included Mn (0.05 to 0.1 per cent) and Cr and V (0.01 to 0.05 per cent). Spectral analysis of the ashes of 13 lignite samples from the borings H 88 and H 89 revealed Co, Cu, Sr, Ba, Ti, Mn and B to be standard trace elements of Hidas lignite. Ni, P, As (?) and Cr were present in all but a few samples.

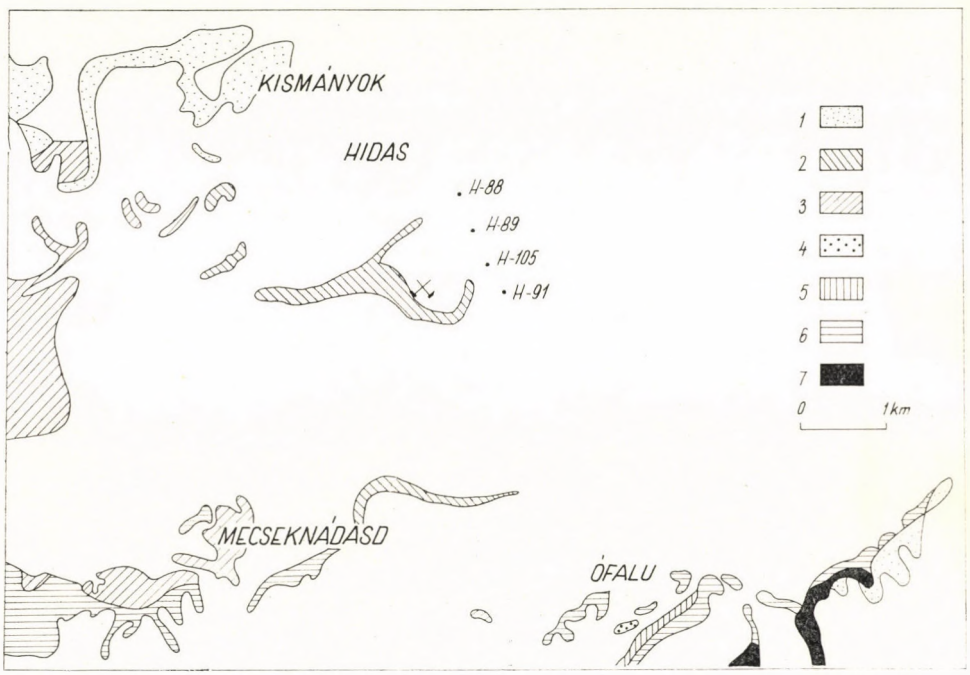


Fig. 1. Sketch map of the Hidas area. 1 — Pannonian sandy deposits; 2 — Middle Miocene marine limestone; 3 — Helvetian terrestrial and limnic deposits; 4 — Cretaceous trachydolerite; 5 — Dogger limestone; 6 — Liassic sandstone and marl; 7 — Granite and crystalline schists

From the ash samples ignited at the usual temperature, above 800 deg. centigrade, the readily excited elements largely escaped. This is why the presence of Ag, Ga, Pb, As (?) and Mo could not be definitely proved. For this reason, lignite samples were ignited at 500 and 600 deg. centigrade, respectively, for two hours. In the ashes thus formed, Ag, Ga, Ge, Pb and As could in fact be demonstrated. Sn, Sb and Bi (?) were, however, absent even from the samples thus treated.

The concentration of the trace elements is about the same in all seams of the complex from roof to floor. This may be due to the comparatively small thickness (50 to 100 m) of the complex. Substantial change in the constitution

of the area of erosion during this brief episode of Earth history is most unlikely. This is why seam parallelization based on trace element analyses seems to be rather dubious.

Between the analyses just mentioned and the concentrations given in SZÁDECZKY's and Mrs. FÖLDVÁRI's paper [10], there are substantial differences in respect of Co, Ag, Ga, Pb, As, V, Cr and Mn. All these elements except Co are considerably more abundant in the pit field than in the ashes of the lignite cores examined by the present author. On the other hand, Co is absent from all lignite ashes derived from the pit field, whereas it has been found to occur as a week trace in all core samples.

In keeping with their biophile properties, Ni, Co, Ag, As, Cu, Ba and B are much less abundant in the barren interbeddings than in lignite, and Ag, As, Ga, Ge and Mo are totally absent from the interbeddings. On the other hand, it is in the latter that Sr attains its greatest abundance.

On the strength of ash analyses of Hungarian coals and lignites and theoretical considerations, SZÁDECZKY and Mrs. FÖLDVÁRI [10] were led to the conclusion that "the relative intensity of the spectral lines of Sr suggests that the abundance in some Hungarian coals of this element may attain the tenthpercent range".

In view of the interest of the problem, it was decided to establish the concentration of Sr in the deposits under examination by the more accurate method of flame photometry. The analyses were carried out by ZAPP of the Institute of Inorganic Chemistry, Eötvös University.

Flame photometry gave 0.76 per cent as the mean SrO content of 13 lignite ash samples, in the following distribution:

less than 0.5 per cent	in 3 samples
0.5 to 1.0 per cent	in 6 samples
more than 1.0 per cent	in 4 samples.

The maximum concentration in the last group was found to be 1.6 per cent.

The mean SrO content of 27 samples from the barren interbeddings was found to be 0.55 per cent, in the following distribution:

less than 0.5 per cent	in 11 samples
0.5 to 1.0 per cent	in 7 samples
more than 1.0 per cent	in 9 samples.

The maximum concentration in the last group was found to be 1.8 per cent.

The barren interbeddings consist largely of marl, limy marl and argillaceous limestone. Most beds contain fairly large amounts of mollusc shells. A study of the abundance of Sr *vs.* lithology revealed this element to be scarce in detritic rocks, tuffaceous and bentonitic deposits, and particularly abundant

in the limy and marly types, especially in those rich in mollusc shells and having very little insoluble residue (1 or 2 per cent; Fig. 2).

The mean Sr content of the limy and marly interbeddings is 0.9 per cent, with extremes of 0.5 and 1.8 per cent, respectively. As the deposits rich in shell fragments revealed in most cases remarkably high Sr concentrations, the shells were washed out of certain samples and separately examined. Flame photometry gave a mean $SrCO_3$ content of 0.48 per cent for the shells. This is higher by almost 0.1 per cent than the data found in literature [8].

All in all, in the deposits examined, Sr attains an abundance nearly a hundred times greater than its Clark value, in a range from 4.5 to 10 and exceptionally 15 kilograms per ton. Analyses revealed all Sr to be concentrated in the solutions of the samples in dilute hydrochloric acid, none being left in the insoluble residue. This suggests Sr to be in carbonatic bond. According to the X-ray diffractometric examination of one Sr-rich limestone sample by BÁRDOSSY, the rock is about 80 per cent aragonite, accompanied by some calcite and a subordinate amount of kaolinite. Consequently, Sr presumably substitutes Ca in the aragonite lattice.

The insoluble residue of the pure calcareous deposits rich in Sr consists according to micromineralogical examinations of minute limpid quartz crystals, quartz grains rolled to perfect spheres, a few grains of garnet, biotite, some feldspar, a few grains of zircon, tourmaline, ilmenite, magnetite and pyrite, as well as a few rare grains of zeolites (?). This suggests that, whereas the other trace elements, particularly the heavy metals, are presumably contained in these rare minerals, Sr as the most abundant trace element is an ionic substituent in the aragonite lattice. It is just the abundance of Sr that may have triggered the precipitation of aragonite instead of calcite and played a part in the conservation of the aragonite structure. From a cold aqueous solution of $CaCO_3$ and $SrCO_3$, it is orthorhombic strontianite that precipitates first, its solubility being less than that of calcium carbonate. Precipitation of calcium carbonate about these orthorhombic seed crystals may have taken place in the form of aragonite. This hypothesis is borne out also by J. IMREH's experiments [3].

The lattice thus formed and preserved permitted secondary Sr-bearing solutions to cause a further enrichment of Sr in the deposits. Indeed, the higher-than-average Sr content of mollusc shells also indicates an infiltration during diagenesis of Sr into the aragonite lattice.

The nearby exposures of the crystalline basements largely consist of minerals (biotite, feldspar) containing Sr as a comparatively abundant trace element. On the basis of some 300 analyses, CSALAGOVITS stated that in the frequency-*vs*-abundance distribution of Sr in the basement rocks, an abundance of about 0.005 per cent corresponded to a frequency between 20 and 30 per cent. Mobilization by secondary hydrothermal (epithermal) phenomena resulted

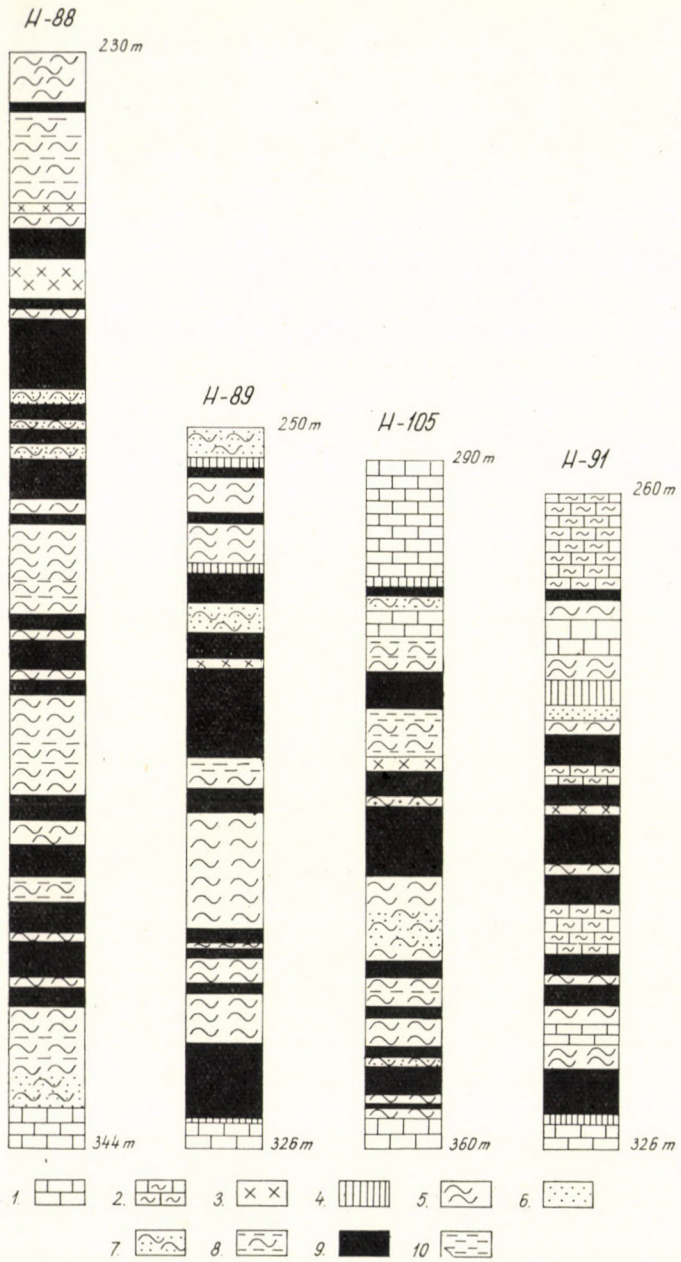


Fig. 2. Borehole logs of the Tortonian lignite complex of Hidas. 1 — Limestone; 2 — Limy marl; 3 — Rhyolite tuff; 4 — Bentonite; 5 — Marl; 6 — Sandstone; 7 — Sandy marl; 8 — Clay marl; 9 — Lignite; 10 — Clay

in the formation of carbonatic veins containing about 0.5 per cent of Sr. Since, however, these veins are subordinate in volume, further research will be required to explain why in the limy and marly interbeddings Sr concentrations exceeding 100 times the 0.005 per cent of the basement rocks were encountered.

Sr concentrations in rocks of the same lithology as the interbeddings of the Hidas lignite complex, but differing in age both from the latter and from the basement rocks, was found to be much lower. Three samples of a Middle Liassic marl, collected from surface outcrops, gave SrO contents less than 0.05 per cent; three care samples of Tortonian lithothamnian limestone underlying the lignite complex, taken from the two boreholes discussed above, gave 0.05 to 0.2 per cent, and so did six samples of Sarmatian limy marl and argillaceous limestone, all rich in mollusc shells. Otherwise, however, the trace element distribution of these samples was not substantially different from that of the rocks of similar lithology included in the lignite complex, except for V, which, present in some barren interbeddings of the lignite complex, is absent from the other samples. This proves that the area of denudation did not change considerably during all this time.

The circumstances just outlined suggest that the only milieu particularly favourable for the enrichment of Sr was the lignite basin, whereas the sedimentary series of the same overall lithology but lacking coal or lignite were not conducive to such an enrichment. The first cause of this state of facts seems to be the aragonite content of the calcareous beds of the lignite complex, the aragonite lattice being apparently capable of absorbing a considerable amount of Sr in the form of substituent ions.

REFERENCES

1. Burkov, V. V.—Podporina, E. K.: Strontsij. Izd. Ak. Nauk. SSSR, Moscow, 1962.
2. Csalagovits, I.: De la palingénèse calédonienne et rapports de grande tectonique du Massif de socle cristallin du Sud du Bassin Pannonien (Cisdanubie). Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici Pars Mineral. et Paleontologica, Budapest, **56,** 31—57, 1964.
3. Imreh, J.: Az aragonit és stroncianit izomorf kristályosodása (Isomorphic cristallization of aragonite and stroncianite). Studia Universitatis Babeș—Bolyai, Geologia-Geographia, Cluj, **1,** 35—45, 1961.
4. Jantsky, B.: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai (Geological conditions of the crystalline basement of the Mecsek Mts). M. Áll. Földtani Int. Évi Jel. 65—71, Budapest, 1950.
5. Kiss, J.: A hydrothermal enrichment of Pb—Zn—Cu in the Erdősmecske granite Mecsek Mountains. Annales Univ. Sci. Bud. de Lorando Eötvös nom. Sect. Geologica, Budapest, **5,** 89—92, 1962.
6. Mauritz, B.—Csajághy, G.: Alkáli telérkőzetek Mógágy környékéről (Alkalic intrusive rocks from the region of Mógágy). Földtani Közlöny, Budapest, **82,** 137—142, 1962.
7. Meznerics, I.: A hidasi tortónai fauna (The Tortonian fauna of Hidas). M. Áll. Földt. Int. Évkönyv, Budapest, **39,** 1950.
8. Revelle, R. :Carbonates and Carbon Dioxide. The Geological Society of America, Memoir 67, **1,** 1957.
9. Szádeczky-Kardoss, E.: Geokémia (Geochemistry). Akadémiai Kiadó, Budapest, 1955.

10. Szádeczky-Kardoss, E.—Földvári-Vogl, M.: Geokémiai vizsgálatok magyarországi kőszenek hamuin (Geochemical investigations on coal ashes from Hungary). Földt. Közl., Budapest, **85**, 7—43, 1955.
11. Vadász, E.: Magyarország földtana (Geology of Hungary). Akadémiai Kiadó, Budapest, 1960.
12. Vadász, E.: A Mecsek hegység. Magyar Tájak Földtani Leírása 1 (Geology of the Mecsek Mts. Geological Description of Hungarian Landscapes 1). Budapest, 1935.

ПОВЫШЕННЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ Sr И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ХИДАШСКОЙ ТОЛЩЕ БУРЫХ УГЛЕЙ

А. ГРОСС

Р е з ю м е

В горах Мечек, в Хидашской среднемиоценовой толще бурых углей рассеянные элементы пространственно распределяются так, что обусловленные ими геохимические отличия внутри отдельных пластов отражают зональность первоначальных болот; с другой стороны, распределение элементов разное между угольными пластами и прослоями пустой породы. При этом не наблюдается изменение в распределении рассеянных элементов во времени, то есть от подошвы в сторону кровли, что можно связать с небольшой мощностью толщи и постоянством области питания.

В рассматриваемом районе повышенные концентрации Sr наблюдаются исключительно в толще бурых углей. Содержание Sr в золе угля составляет в среднем 0,76%, в прослоях пустой карбонатной — 0,90%. Встречающийся в угленосной толще стронций может считаться сингенетичным с осадочной породой. Присутствовавший в большом количестве стронций мог обеспечить выделение карбонатного вещества в виде арагонита и вхождение его в состав породы.

Источником Sr считается расположенный в передовой зоне бассейна кристаллический массив, в пределах которого Sr встречается, отчасти, в виде рассеянного элемента, отчасти, в виде стронциеносных карбонатных прожилков, формировавшихся позднее в результате эпитермальных процессов. В других аналогичных фациях, отличающихся по возрасту от вышеприведенной толщи бурых углей, и моложе кристаллического фундамента Sr находится в весьма рассеянном виде.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3) pp. 261—278 (1967)

THE ORIGIN OF HYDROCARBON RESOURCES AND THEIR CARBON DIOXIDE CONTENT IN HUNGARY

By

GY. KERTAI

HUNGARIAN BUREAU OF GEOLOGY, BUDAPEST

By proving the existence of differentiative migration (dismigration for short) the author proposes a mechanism to explain the differences in gas composition in Hungarian gas fields. In his opinion, this mechanism would be useful in explaining genetically warranted differences in gas composition in a number of cases all over the world.

It is assumed that the presence of carbon dioxide acted as a catalyst both in producing the enormous biomass of the relatively shallow Pliocene waters and in facilitating the accumulation of petroleum and gas.

To employ a none too accurate simile, the Hungarian basins act as a huge chromatographic column, a "geochromatograph". Having precluded the possibility of organic, post-volcanic or juvenile origin of carbon dioxide, research will now be faced with the task of the detailed investigation, and eventually the experimental reproduction, of its formation by metamorphic processes. A further problem to be cleared is the influence of hydrocarbons in rock or sediment upon dismigration (heterogeneous migration).

Fig. 1 shows that the petroleum and gas structures of Hungary are restricted to the Tertiary basin areas. As to structural control, pseudoanticlines with flanks gently sloping due to compaction are most numerous. However, in the thick sedimentary series of the basins, true tectonic folding can also be demonstrated (Budafapuszta, Lovászi — 1 and 2 in Fig. 1). In most fields, the gently dipping Pliocene and Miocene deposits cover buried fault blocks of Mesozoic or Palaeozoic rocks. Most of the fields occur in lenticular deposits of sandstone intercalated in a highly variegated sedimentary series, or in the basal conglomerate directly overlying the Meso-Palaeozoic basement. This is why, similarly to North Germany, oil fields in Hungary are numerous but in their majority rather small.

Other types of structures have been encountered in other parts of the country in regions of different structural history, in basins of different nature; *e.g.* in the Northeastern Early Tertiary basin where the Pliocene deposits do not exceed 300 m and petroleum and gas occur in block-faulted structures, again in sandstones, *e.g.* at Mezőkeresztes, Demjén, Fedémes, etc. (19, 20 and 21 in Fig. 1).

The oil reserves of Nagylengyel are contained in Mesozoic limestone and dolomite (4 in Fig. 1). The flysch-like formation underlying the Tertiary at Hajdúszoboszló conceals natural gas (23 in Fig. 1). There occur a few minor

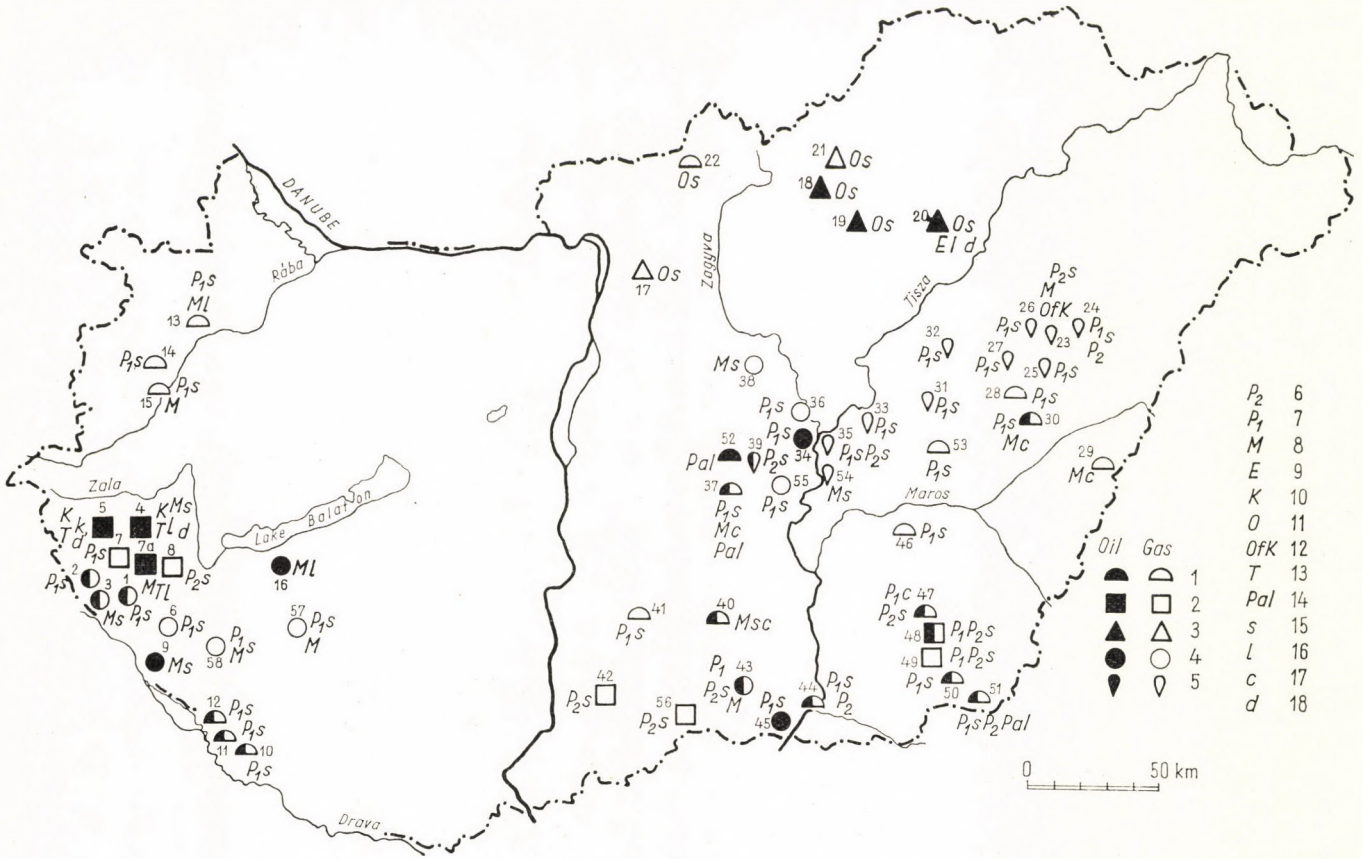


Fig. 1. Oil and natural gas deposits of Hungary.

Structure types: 1. Pseudotectonic arching over a Palaeozoic buried hill. 2. Mesozoic block-fault structure. 3. Oligocene block-fault structure. 4. Uneven, ben structure over an unexplored basement. 5. Folded structure over a flyschoidal basement. Reservoir strata: P_2 6. Upper Pliocene (Upper Pannonian). P_1. 7. Lower Pliocene (Lower Pannonian). M 8. Miocene. E 9. Eocene. K 10. Cretaceous. O 11. Oligocene. OfK 12. Flyschoidal Oligocene-Cretaceous. T 13. Trias. Pal 14. Fissures of the Palaeozoic basement. Lithologic types of reservoir rocks: s 15. Sandstone. k 16. Limestone. c 17. Conglomerate. d 18. Dolomite. Localities: 1. Budafa- puszta 2. Lovászi 3. Lendvaújfalu 4. Nagylengyel 5. Barabásszeg 6. Bajcsa 7. Hahót-Ederics 7a. Hahót 8. Kilimán 9. Belezna 10. Görgeteg-Babócsa 11. Heresznye 12. Vízvár 13. Mihályi 14. Ölbő 15. Ikervár 16. Buzsák 17. Őrszentmiklós 18. Bükkszék 19. Demjén 20. Mezőkeresztes 21. Fedémes 22. Szécsény 23. Hajdúszoboszló 24. Ebes 25. Kaba 26. Kaba-Észak 27. Nádudvar 28. Püspökladány 29. Körösszegapáti 30. Biharnagybajom 31. Kisújszállás 32. Kunmadaras—Tatárülés 33. Nagykörü 34. Szolnok 35. Szandaszöllős 36. Zagyvarékás 37. Nagykőrös 38. Farmos 39. Törtel 40. Szank 41. Soltvadkert 42. Rém 43. Üllés 44. Algyő 45. Dorozsma 46. Szarvas 47. Pusztaföldvár 48. Pusztaszöllős 49. Tótkomlós 50. Mezőhegyes 51. Battonya 52. Cegléd 53. Túrkeve 54. Rákóczifalva 55. Jászkarajenő 56. Tompa 57. Mezőcsokonya 58. Inke

fields in the fissured parts underlying a pre-Tertiary relief of the Palaeozoic (Nagykőrös, Battonya: 37 and 51 in Fig. 1).

Regularity of gas accumulation

As late as 1960, ENGELHARDT stated in his valuable book (p. 175) that "in verschiedenen Tertiärbecken Westeuropas kommen fast reine Methanlagerstätten vor" and cites among others also the Vienna Basin as an example. Once the Carpathians are traversed, however, the situation changes fundamentally. Methane content is very subordinate in many Hungarian gas fields; the gases are a motley combination of methane, carbon dioxide, nitrogen, heavy hydrocarbons and small amounts of argon and helium. The wide range of variation of carbon dioxide (from 1 to 99 per cent) is particularly striking (Fig. 2).

This remarkable diversity was in itself a sufficient cause for a search after the laws governing distribution. It was found in 1962 that in Hungary, too, as in the majority of occurrences all over the world, the deeper horizons are richer in carbon dioxide, whereas the higher ones exhibit enrichment of hydrocarbons. This relationship is, however, by far not simply and universally true, and it is the exceptions to the rule that engendered the statements to follow. The upward increase of hydrocarbon content is observed even in formations which seem to be impermeably isolated from each other. This is something different from the phenomenon, encountered also in Hungary (Rákóczifalva: 54 on Fig. 1), of carbon dioxide being, just as in a wine cellar, more abundant in the deeper reaches of a single reservoir of communicating formations.

It is well known that carbon dioxide may form as a result of the activity of organic as well as inorganic agencies (KERTAI, 1951). The possibilities have been aptly summed up by FARMER (1965); organic origin (1) may either be simply due to the oxidation of suddenly buried organic matter (1.1) or to oxidation of hydrocarbons by high-sulphate waters. Inorganic gas (2) may be either juvenile (2.1) or metamorphic (2.2) in origin. Finally (2.3), changes in the physical parameters of hydrocarbonated waters may also result in liberation and accumulation of carbon dioxide. It was stated by HARK (1961) concerning the gases of the Northwest German Zechstein and by MÜLLER (oral communication) concerning the Thuringian gases that occurrences of carbon dioxide suggest a juvenile origin, but HARK himself pointed out that the distribution of the gases is not governed by simple gravity differentiation, and emphasized the role to be attributed to structural factors.

The present author has for the above-described reasons founded his investigations upon the idea of separating as a first step the problem of origin from those of migration and accumulation. The latter is the problem easier



Fig. 2. CO_2 content of the Hungarian natural gases and pre-Tertiary basement, 1966
I. 1. CO_2 content above 90% 2. CO_2 content from 50 to 90% 3. CO_2 content from 10 to 50% 4. CO_2 content below 10% II. In outcrops 5. Mesozoic or Palaeozoic 6. Igneous rocks III. In the areas of the Tertiary basins the pre-Tertiary basement 7. Carbonate 8. Clastic 9. Metamorphic and intrusive 10. Igneous (effusive) 11. Unknown basement 12. Probable tectonic zones IV. Pz 13. Palaeozoic or older Pg 14. Palaeogene M 15. Mesozoic T 16. Triassic Cr 17. Cretaceous J 18. Jurassic

to tackle; the factors governing it are easier to recognize. (This was, by the way, the method which has led us to the discovery of Hungary's new oil and gas fields.)

The gas analyses and geological conditions of 480 formations from 58 Hungarian fields were investigated. Gas analyses were carried out under the direction of GRÁF. (Table 1.) Some examples of the findings will be presented below (Figs 3 to 9). It is apparent from the geochemical profiles presented that methane content exhibits a trend of upward increase within the Pliocene. Carbon dioxide content exhibits a contrary trend.

Table 1

The Ar and N_2 contents of natural gases in Hungary
(by courtesy of L. Gráf and J. Tóth)

Horizont	Structure	Sonde	Bottom depth	Argon (volume %)	Nitrogen (volume %)	Excess of N_2 or Ar, respectively, as referred to N_2/Ar (in the air)-83.6: Argon-proport. N_2 (atm)	Organo-genetic N_2 vol. %	Radio-active ar. vol. %
Upper Pann.	Mihályi	12	1077	0.0440	5.66	3.7	2.0	
	Mihályi	12	1069.5	0.1112	24.45	9.3	15.2	
	G. Babócsa	5	1318	0.0975	12.00	8.2	3.8	
Lower Pannonian	Lovászi	348	1147	0.0156	3.22	1.3	1.9	
	Pusztaföldvár	34	1778	0.0126	2.56	1.1	1.5	
	,,	80	1778	0.0255	1.34	2.1		0.7
	,,	24	1777	0.00280	0.83	0.23	0.6	
	,,	57	1785.5	0.00196	0.63	0.2	0.4	
	,,	13	1778	0.0480	1.81	4.0		2.2
	,,	11	1718	0.0300	3.80	2.5	1.3	
	,,	29	1716	0.0168	3.90	1.4	2.4	
	,,	86	1637	0.0210	8.06	1.8	6.3	
	Battonya	10	1029	0.0175	5.11	1.5	3.6	
	,,	42	1033	0.0140	4.37	1.3	3.0	
	,,	25	1033	0.0940	1.90	7.9		6.0
	,,	63	1034	0.0579	4.56	4.8		0.2
	Pusztaszőllős	1	1778.5	0.0158	2.76	1.3	1.5	
Miocene	Heresznye	6	1406	0.0490	16.50	4.1	12.4	
	Vízvár	20	1937.5	0.0138	11.2	1.2	10.0	
Oligocene	Mezőkeresztes	48	1326	0.0255	11.43	2.1	9.3	

Numerous accumulations of carbon dioxide occur together with gaseous hydrocarbons of the C2 to C5 range and with petroleum.

As revealed by Figs 4 and 5, however, this relationship no longer holds for Miocene formations: more exactly, near the top of the Miocene, the gas is

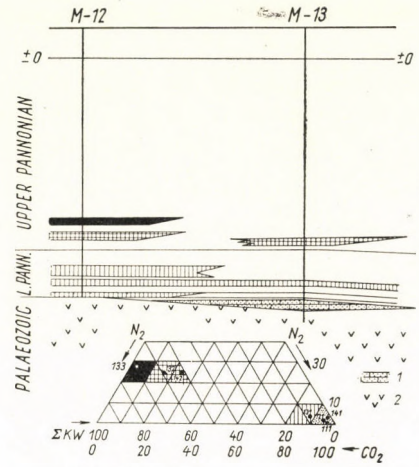


Fig. 3. Geochemical section of the Mihályi structure: 1. Lithothamnium limestone of Tortonian age 2. Metamorphic quartzite, phyllite KW (Hydrocarbon)

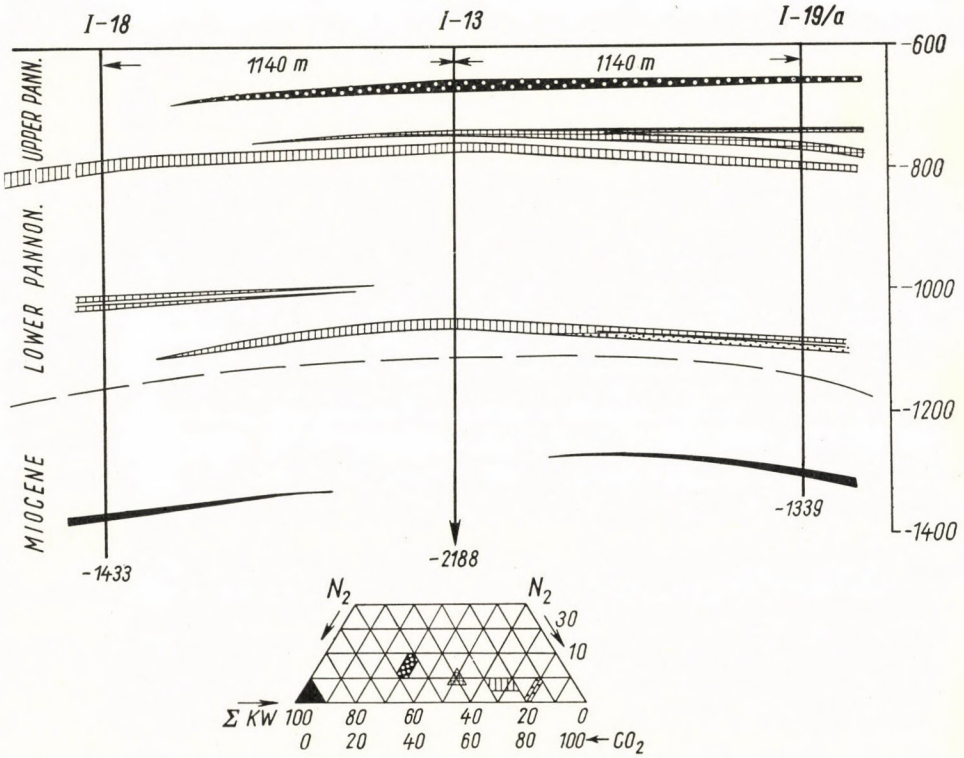


Fig. 4. Geochemical section of the Inke structure

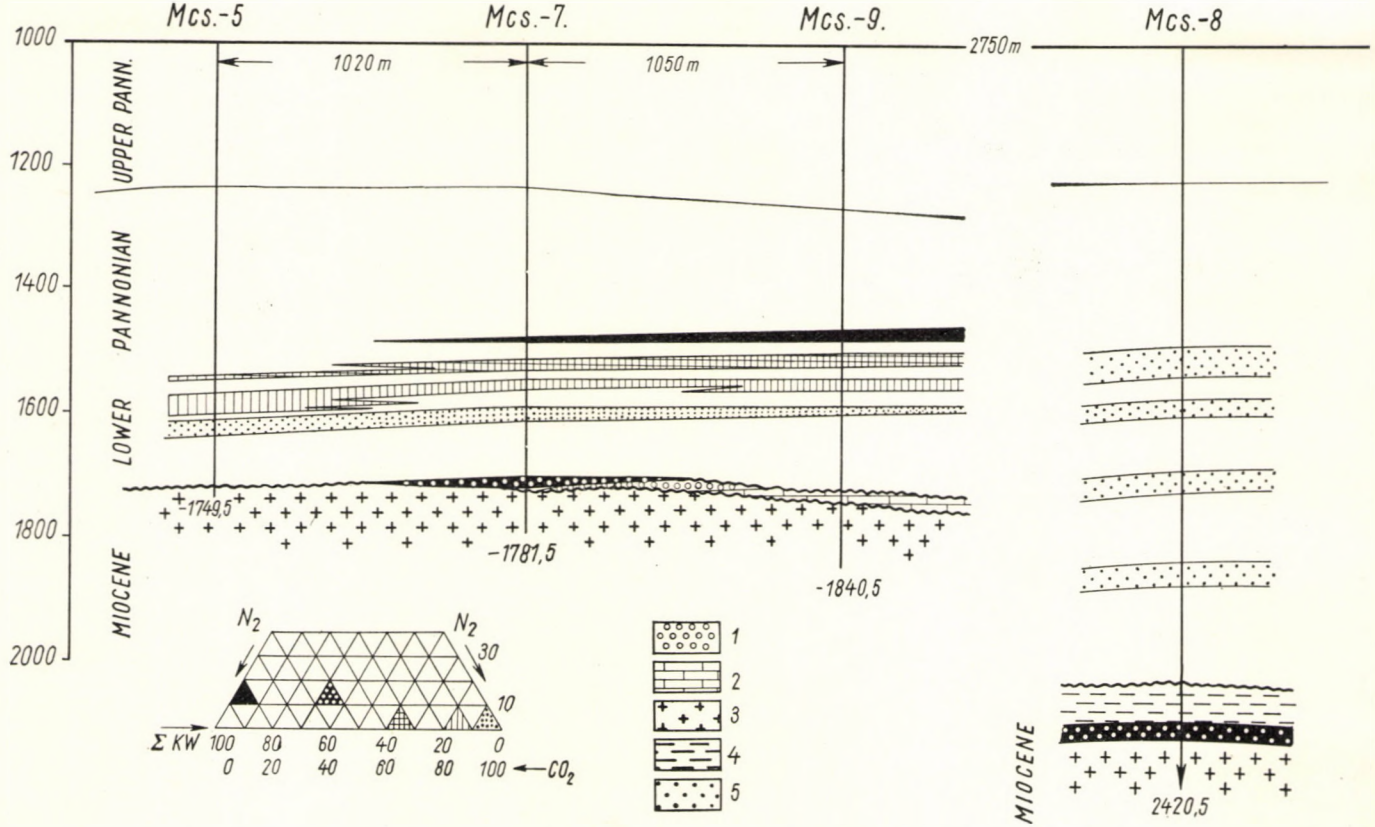


Fig. 5. Geochemical section across the gas-reservoir strata of the Mezőcsokonya structure: 1. Basal conglomerate 2. Lithothamnium limestone 3. Rhyolite — andesite tuff 4. Miocene clayey marl 5. Water-bearing sandstone

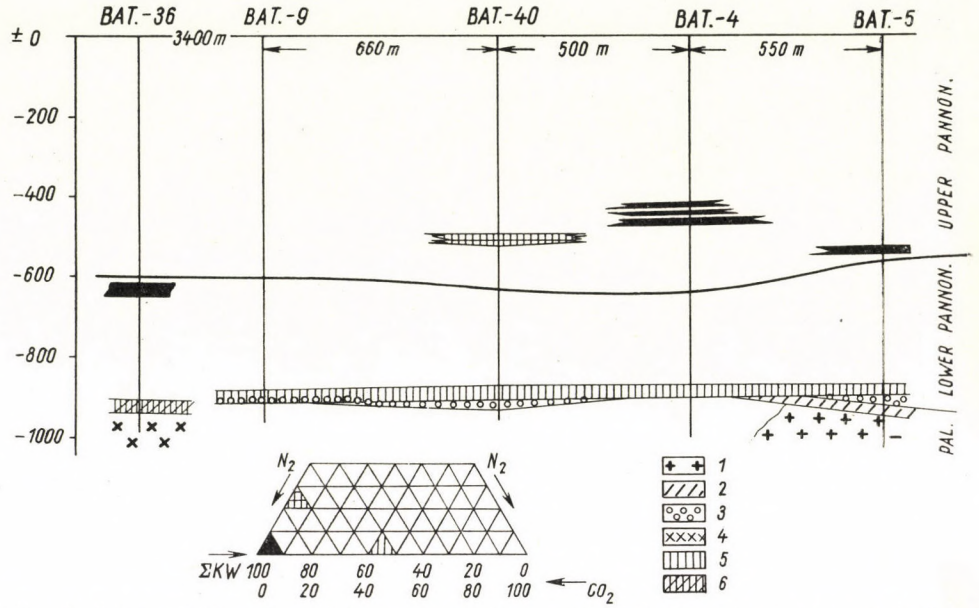


Fig. 6. Geochemical section of the gas-reservoir strata of the Battonya structure: 1. Granite (granite gneiss) 2. Wheathered basement 3. Conglomerate and breccia 4. Quartz porphyry 5. Fractured calcareous marl 6. Wheathered basement

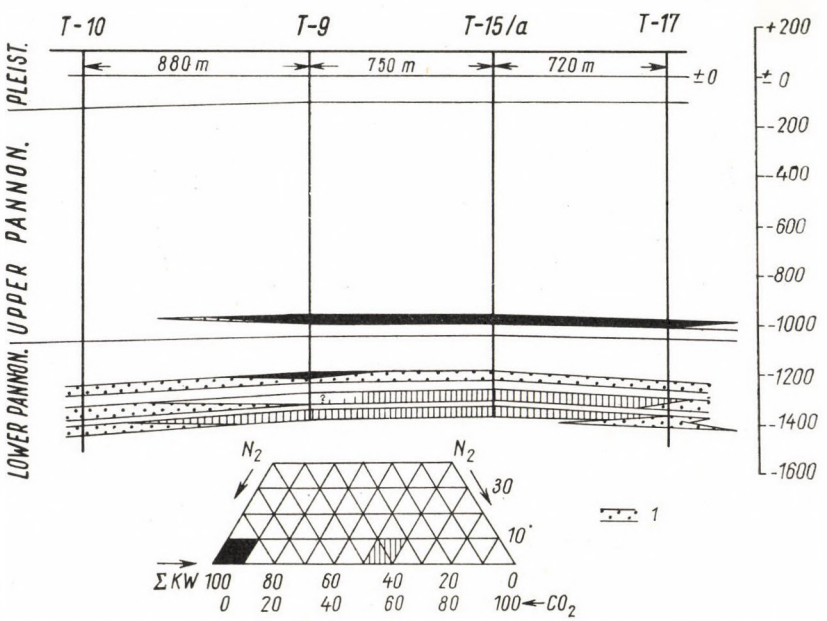


Fig. 7. Geochemical section across the gas-reservoir strata of the Tótkomlós structure: 1. Water-bearing sandstone

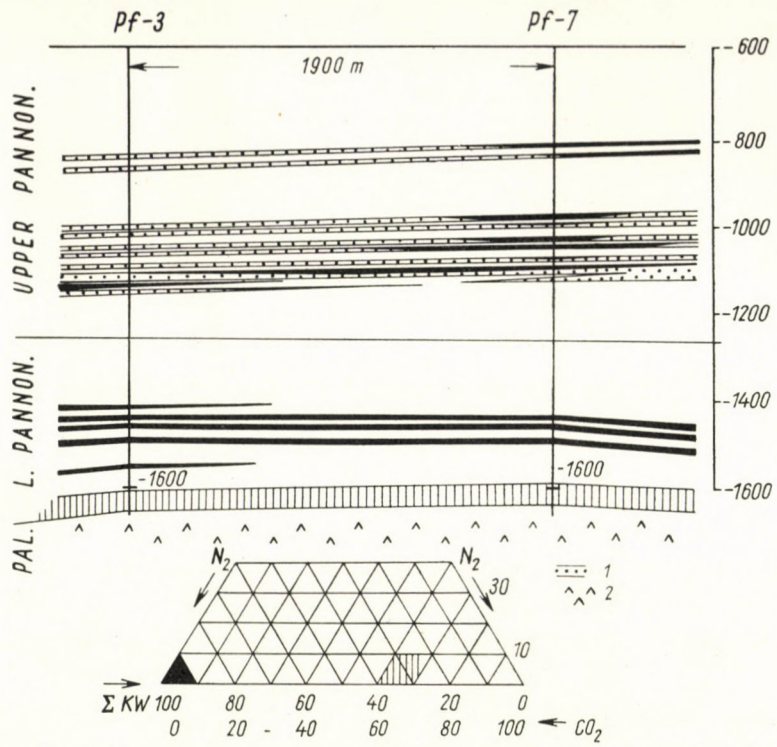


Fig. 8. Geochemical section across the gas-reservoir strata of the Pusztaföldvár structure: 1. Water-bearing sandstone 2. Metamorphic basement

as rich in hydrocarbons as near the top of the Pliocene. In between the two, however, near the bottom of the Pliocene, a considerable enrichment of carbon dioxide is observed, though that level is quite close to the hydrocarbon-bearing levels of the Miocene.

Under these circumstances, the first problem to be solved was — as stated already in 1964 — whether this relationship was due to the formative processes of the gas or to the conditions of its migration or accumulation.

The first point to be considered was whether there is any correlation between stratigraphic position and the CO_2 content of the gas (Fig. 10). *It could be established that gas composition is perfectly independent of the reservoir rock,* as there are gases of identical composition in the Pliocene, Miocene, and Oligocene as well as in the pre-Tertiary basement. In the Upper Pliocene and in the Palaeo-Mesozoic basement, no case of CO_2 content higher than 70 per cent was encountered. High- and low-hydrocarbon gases and gases both high and low in CO_2 occur in the deposits of the most thoroughly aerated basin parts, as well as in the most putrid ones. This circumstance renders the genetic control of gas composition highly unlikely.

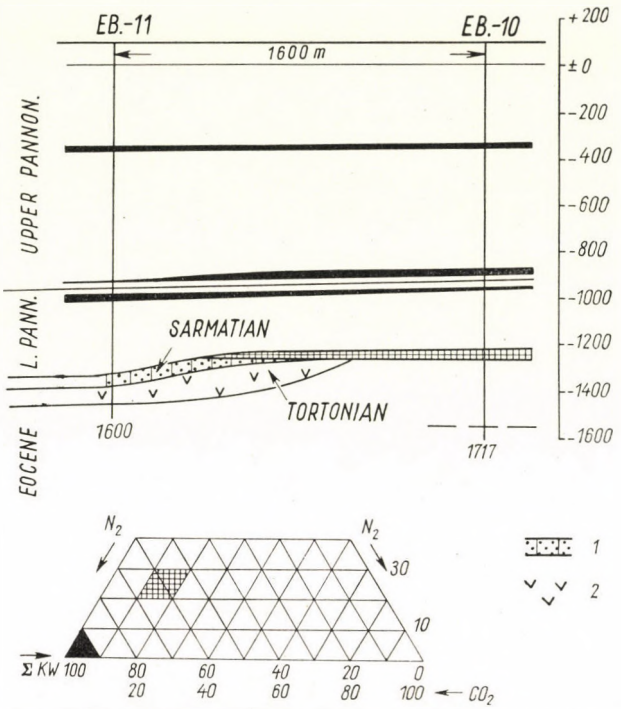


Fig. 9. Geochemical section across the gas-reservoir strata of the Ebes structure 1. Water-bearing, calcareous sandstone 2. Rhyolite tuff

As a second step, correlation was sought (Fig. 11) between the present values of pressure and temperature (*i.e.* absolute depth) and gas composition. Regular differentiation was found to prevail both above 1000 and below 2000 metres; hence, *changes of composition depend on relative rather than on absolute depth.*

The depth differences between the formations of highest and lowest CO_2 content and the changes in gas composition are plotted in Fig. 12. The methane content of the gas is seen to increase by 40 per cent over a depth interval of 800 m at Ebes and by 55 per cent over 300 m at Mihályi; at Pusztaföldvár, a formation 70 per cent richer in hydrocarbons is situated 800 metres higher. The sedimentary series separating these formations are not similar in lithology: hence, even if differentiation by migration is assumed, the phenomenon is by no means a simple "chromatography".

Finally, after HARK, who performed the same examination concerning the gases of the Zechstein, the author looked for connexions between gas composition on the one hand and the geological structure of the sedimentary series and of the pre-Tertiary basement on the other (Figs 2 and 13).

	Location		CO_2 Vol. percent
Upper Pannonian	Mihályi	132	
	,,	133	
	,,	142	
	Inke	623	
	,,	624	
	,,	631	
	Hajdúszoboszló	1311	
	,,	1312	
	Ebes	1811	
	,,	1825	
	,,	1826	
	Törtel	1911	
	Pusztaföldvár	2215	
	,,	2229	
	,,	2234	
	,,	2235	
	Pusztaszőllős	2323	
	,,	2324	
	,,	2327	
	,,	2329	
	Battonya	2541	
Lower Pannonian	Mihályi	111	
	,,	131	
	,,	141	
	Rákóczifalva	312	
	,,	313	
	,,	323	
	Hahót	511	
	,,	531	
	,,	541	
	Inke	622	
	Bajcsa	711	
	Budafa	—	
	Lovászi	—	
	G. Babócsa	811	
	,,	831	
	G. Babócsa-Kelet	862	
	Vízvár	911	
	,,	961	
	Hajdúszoboszló	1335	
	Körösszegapáti	1411	
	Tatárülés	1521	
	Kunmadaras	1542	
	,,	1551	
	Szandaszőllős	1721	
	,,	1731	
	Ebes	1824	
	Törtel	1921	
	Nagykőrös	2011	
	,,	2023	
	Kecskemét	2114	
	Pusztaföldvár	2211	
	,,	2214	
	,,	2221	
	,,	2228	
	,,	2242	
	,,	2272	
	Pusztaszőllős	2312	
	Tótkomlós	2411	
	,,	2432	
	Battonya	2521	
	,,	2533	
	Zagyvarékas	2712	
	Szarvas	2611	
	Nádudvar	2922	
	Püspökladány	3011	
	Jászkarajenő	3111	
Miocene	Mihályi-Répcelak	121	
	Buzsák	211	
	Rákóczifalva	331	
	Ikervár	421	
	Bajcsa	721	
	,,	722	
	Fedémes	1011	
	Hajdúszoboszló	1321	
	,,	1333	
	,,	1346	
	,,	1371	
	Körösszegapáti	1421	
	Biharnagybajom	1631	
	Ebes	1821	
	Nagykőrös	2023	
	Kecskemét	2112	
	Farmos	2811	
Oligocene	Fedémes	1021	
	Őrszentmiklós	1111	
	Mezőkeresztes	1211	
	,,	1231	
Palaeozoic or Mesozoic	Ikervár	411	
	,,	431	
	Hajdúszoboszló	1341	
	Biharnagybajom	1611	
	Kecskemét	2111	
	Pusztaföldvár	2231	
	Pusztaszőllős	2311	
	Battonya	2551	

Fig. 10. Stratigraphic position of the natural gas deposits and their highest CO_2 content

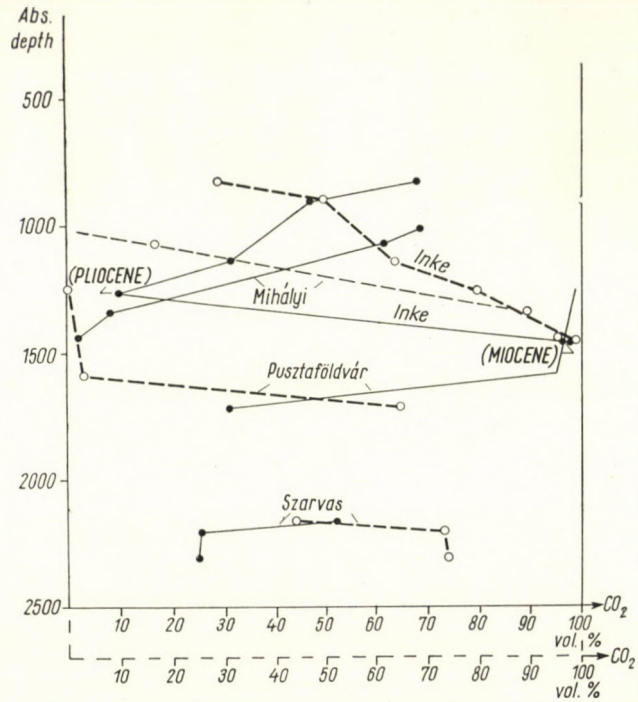


Fig. 11. Relationship between the changes in the gas quality of the successive gas-bearing horizons and the absolute depth

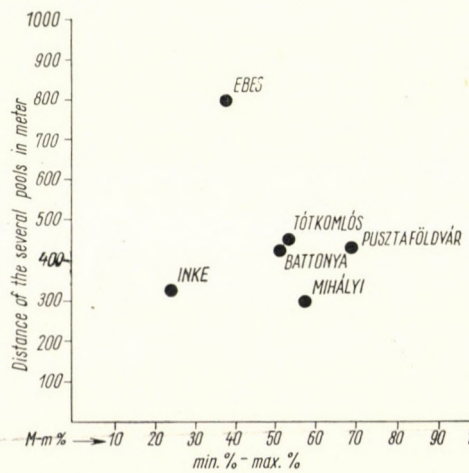


Fig. 12. The enrichment of hydrocarbon from its lowest percentage value to the highest one bottom

CO_2 content figures were plotted on the left side, gas reserves in thousand million cu. m on the right side of Fig. 13. Plotted on the horizontal lines corresponding to their gas composition according to the scale on the left, the individual fields were divided in three groups according to the geological nature of the region in which they occur, more particularly according to the lithology

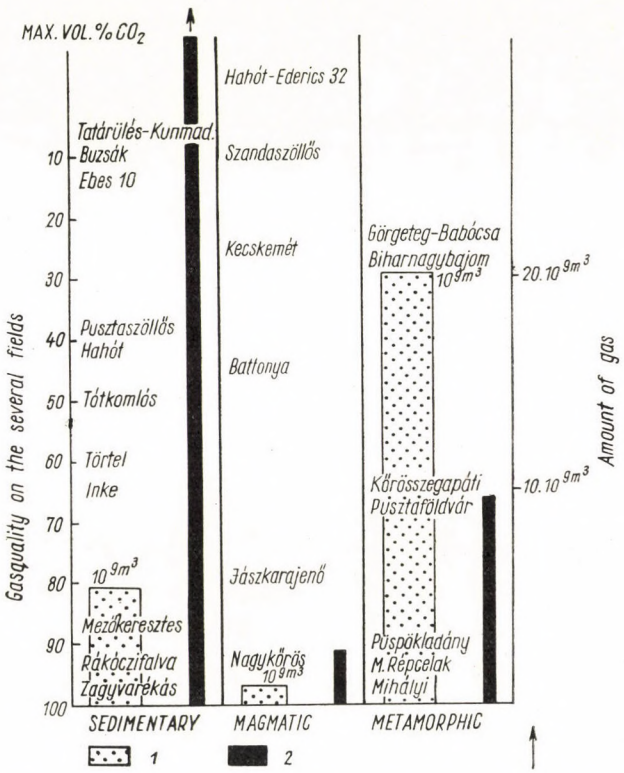


Fig. 13. Relationship between pre-Tertiary basement and quality and quantity of gas: 1. Reserve of CO_2 2. Reserve of hydrocarbon

of the pre-Tertiary. The first group includes the basins where the pre-Tertiary is sedimentary; the second includes those of igneous and the third those of metamorphic basement. Contrary to expectations, this figure reveals the remarkable fact that the bulk of CO_2 reserves is to be found over a metamorphic rather than an igneous basement. Indeed, CO_2 resources in regions of igneous basement are insignificant.

By far the largest amounts of hydrocarbons are accumulated in basins of sedimentary basement. (Let us state in passing that this is a further argument in favour of the organic origin of hydrocarbons.)

Leaving aside the question of the origin of the gases, the material presented above proves *differentiation* within the Pliocene *to depend largely upon relative depth.*

Let us add that the artesian wells of several hundred thousand metres aggregate depth, drilled in the last century all over the basin into the Upper Pliocene deposits overlying the oil and gas fields, produced, in almost every case investigated, small amounts of methane at about 0.2 to 1 cu. m/l gas-to-water ratio. The total amount of this dispersed gas corresponds to a reserve of some 10 thousand million cu. m. Selective upward migration is, consequently, a process still active today.

This process is explained by lack of consolidation in the Pliocene deposits, the abundance of sandy formations permeably connected, and, as recently proved, by the presence of numerous though small faults. Vertical molecular migration is, however, possible also through the not completely impermeable slightly sandy clays and marls. The fact that the effect of selective migration did not arise over the entire Miocene and Pliocene sedimentary column, connected, as it were, "in series" (Figs 4 and 5), proves that the enumerated conditions were not satisfied in the Miocene series and also that there is a more impermeable interface between the top of the Miocene and the bottom of the Lower Pannonian. This is confirmed also by pressure distribution: 20 to 50 per cent of excess pressure is usually recorded in the Miocene, whereas the Pliocene stands just under hydrostatic pressure.

Selective migration had, however, presumably taken place also within the Miocene, as proved by the recent finding of 6 per cent of CO_2 in gas from beneath 4000 m depth in the Budafa field where the gases of the upper formations consist of hydrocarbons in over 99 per cent and contain only traces of CO_2.

Miocene and Pliocene gases and hydrocarbons are, consequently, the products of two distinct events of origin or migration, or at least of two distinct rhythms of the same process. The author proposes the term *dismigration* for this selective migration. Dismigration is due to differences in velocity of diffusion, inversely proportional at higher pressures to the square of the molecular weight of the gas: at great depth, CO_2 is 50 to 100 times more soluble than hydrocarbons. Of course, simple differences in specific gravity also play a role.

The fact, however, that in many fields the hydrocarbons of higher molecular weight are associated with CO_2 rather than with methane suggests the main cause underlying dismigration to be the difference in diffusion rates. The intensity of dismigration is influenced by the lithologic nature of the sedimentary series traversed, *e.g.* its clay mineral content, and also by the fluid contained in the sediment.

The origin of carbon dioxide

In research into the origin of CO_2 and gaseous hydrocarbons, the C^{12}/C^{13} ratio method was lately applied by several workers (SILVERMAN and EPSTEIN 1958, LANG 1959, ZARTMAN et al. 1961, SACKET et al. 1966 etc.). Samples of natural gas from Hungarian sources were at the author's request examined by KISS, MATUS and OPAUSZKY on the MI 1305 mass spectrometer of Soviet make at the Institute of Physics of the Hungarian Acedemy of Sciences. Isotope ratios of gas samples were compared with those of hydrocarbons, lignites and country rocks (Fig. 14). The results agree with those of the above-cited authors. There is a sharp difference in isotope ratios between CO_2 on the one hand and hydrocarbons and brown coal on the other. In CO_2, the heavier carbon isotope occurs in about the same proportion as in the carbonates of the country rocks.

A sample of the sudden irruption of CO_2 into the brown coal mine at Tiribes (Mátra Mountains) that claimed the lives of several miners was likewise found to be higher more enriched in the heavier isotope than the lignite itself, having been closer in this respect to the carbonates of the country rock.

The organic origin of CO_2 is contradicted among others also by the lack of any correlation between its abundance and that of nitrogen. (This detailed analysis of why CO_2 cannot be of organic origin is made necessary by its joint occurrence with hydrocarbons; even as late as 1961 ZARTMAN et al. stated that "at present, it is not possible to explain uniquely the genesis of the carbon dioxide found in petroleums".)

The idea of juvenile *i.e.* post-volcanic origin could be accepted if there were any correlation between the distribution of volcanics and the enrichment of CO_2. Figs 2 and 13 reveal, however, the absence of any such correlation; moreover, in cases where (e.g. at Mezőcsokonya, Fig. 6) the gas field overlies a Miocene volcanic zone, the gas in the Miocene formations is much richer in hydrocarbons and contains much less CO_2 than the gas in the younger Pliocene layers.

In other regions, volcanic activity took place a long time before gas accumulation and the deposition of the reservoir rocks, respectively.

It is true that (as has been pointed out by DANK in a contribution to one of the author's lectures) metamorphism also took place earlier than gas accumulation. Post-volcanic activity, however, in the form of CO_2-producing fumaroles, immediately succeeds volcanic activity; metamorphism, on the other hand, whether of the contact, thermal or dynamothermal kind, preserves in the rock a portion of the CO_2 produced; this gas may escape ages later, *e.g.* owing to a temperature rise evoked by a subsidence. It has been known for long (CLARKE 1924) that some metamorphic rocks release on heating fifteen times as much CO_2 as *e.g.* granite (MILLER 1938). The geothermal gradient in the Hungarian Basins is only 12 to 20 m per degree centigrade, as opposed to 30 to

$$\frac{\frac{C^{13}}{C^{12}}\,\text{Test} - \frac{C^{13}}{C^{12}}\,\text{Standard}}{\frac{C^{13}}{C^{12}}\,\text{Standard}} = \delta \cdot 10^{-3}$$

$\delta = 0 = CO_2$, Mihályi

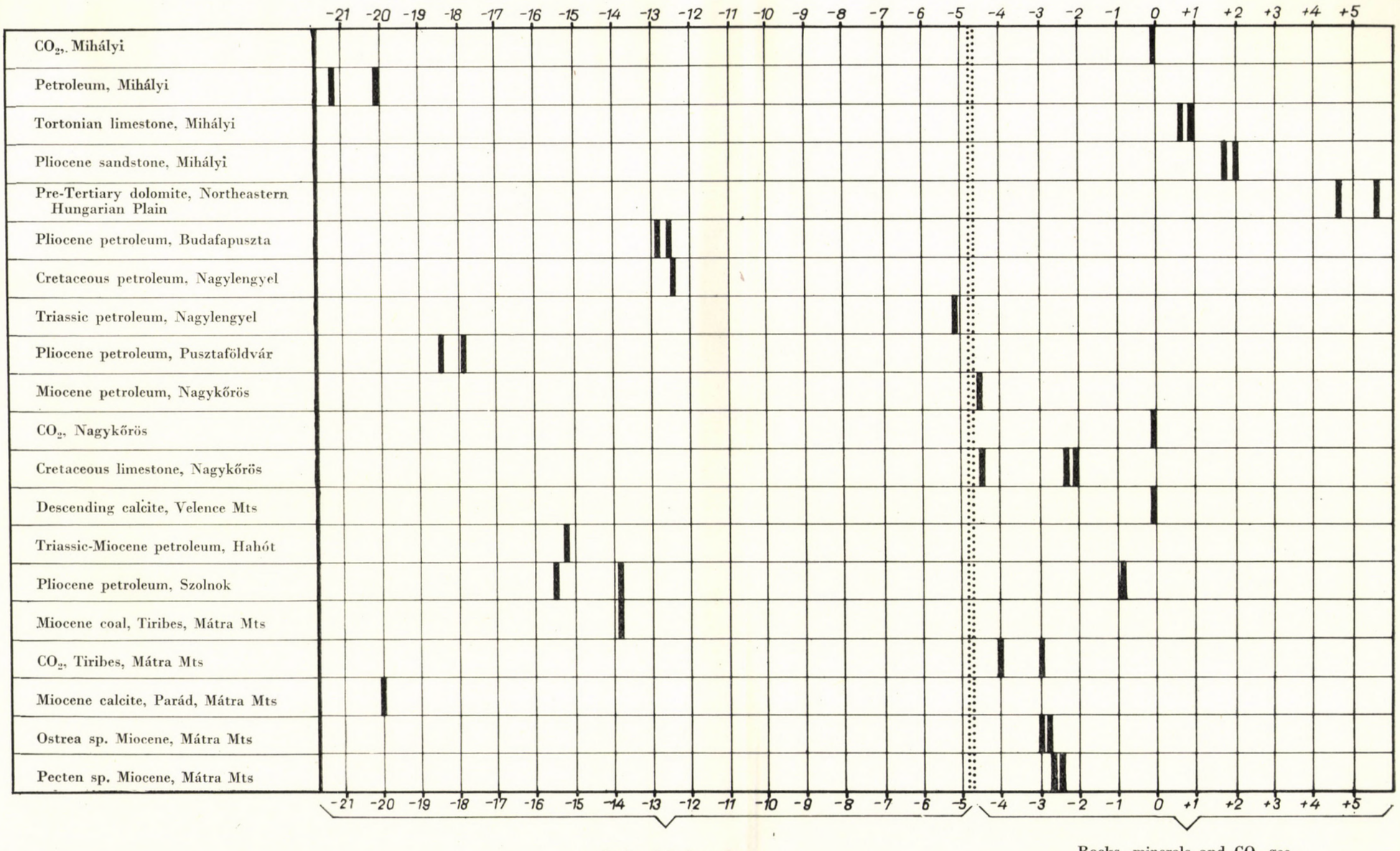


Fig. 14. Stable carbon isotope ratios in Hungarian oils and coals

33 elsewhere. This excess heat has lately been attributed to a thinning of the crust in the Carpathian Basin (BOLDIZSÁR and STEGENA 1958, 1963).

The exclusion of organic and juvenile origin has led us to the assumption of metamorphic origin. According to this hypothesis, CO_2 escaped from the metamorphics heated above a critical temperature during the Tertiary and particularly the Pliocene subsidence. Some of the gas may be due to volcanic and thermometamorphic processes, to interaction between magma or lava and carbonates, or to transvaporization, but this cannot be proved on the strength of the data so far accumulated. On the other hand, Fig. 2 reveals the particularly large fields of CO_2 to be arranged along certain fundamental faults. Unacceptable as the notion of decken structures in the Carpathian Basin may be, reverse faulting is directly observed on the surface, *e.g.* in the southern flank of the Mecsek Mountains, and proved by drilling along the Darnó fault; it is inferred at Pusztaszőllős and has lately been proved by SZABÓ and SZANTNER in the Mór-Csákberény graben region. The downthrown block of these reverse faults almost always includes carbonatic formations. Thus the thrusting over carbonatic rocks, visible on the surface in the Alps, is present also in the Carpathian basins, but buried under a series of Pliocene or other Tertiary deposits.

This explains why the largest carbon dioxide reserves of Western and Central Europe occur just in this Hungarian Tertiary series.

The gas produced by metamorphism escaped into younger deposits in the course of the deep subsidences in the Oligocene and Pliocene, having been mixed in the process with the hydrocarbons formed in the badly aerated regions of the subsiding basin bottom. The gases were subsequently separated by the process of dismigration.

In order to round out the image thus presented, let us point out that in the course of metamorphism, the temperature of about 100 deg. centigrade of the greenstone facies suffices to transform an association of calcite, chlorite and quartz into tremolite, water and carbon dioxide. At higher temperatures, epidote is formed in a like manner out of kaolinite and calcite, with loss of carbon dioxide and water. Epidotization of the association, stable at higher temperatures, of anorthite, calcite and water is likewise accompanied by the release of water. RAMBERG (1952) described several similar processes and gave an excellent diagram (p. 90) illustrating the formation of CO_2. Hence, the liberation of carbon dioxide from the carbonates does not require igneous temperatures: it may just as well take place under the influence of dynamothermal metamorphism.

In order to give an outline of the quantitative aspect of the matter, let us mention that (FARMER, 1965, p. 381) if one kilogram of metamorphic basement is capable of liberating 200 cu. cm of carbon dioxide, then 2 cu. kilometres of rock were sufficient to produce one thousand million normal cu. m of gas.

Thus far the author has dealt with the simple inferences offered by maps and numerical data. Now a purely hypothetical but rather probable and very interesting conjecture about the role of carbon dioxide in the formation of hydrocarbon accumulation shall be proposed.

In the author's opinion, and taking account of the phenomenon of dismigration, it is possible that *carbon dioxide played a catalytic role in the origin of the hydrocarbons themselves.*

This catalytic action was partly exerted upon the accumulation of the hydrocarbons, and presumably partly also upon the enormous volume of biomass that produced the liquid and gaseous hydrocarbons.

THIEL's classic experiment is widely known. An emulsion mixed with sand and placed into a bent test tube remains for weeks and months in its original dispersed state. If, however, the fluid is acidized and a limestone stopper is placed into the lower parts of the tube, farther away from its dome-like bent portion, then the carbon dioxide bubbles liberated by the acid effect a rapid separation of oil and water. On the top of the "dome", a small carbon dioxide gas cap comes to exist, with the oil directly beneath it and the water lowermost.

It was in 1951 that the author first stated and published the hypothesis, disbelieved before by all petroleum geologists, particularly PÁVAY VAJNA and LÓCZY JR., that some of the Lower Pannonian marls may be considered as source rocks of petroleum. It was supposed only concerning the Oligocene and Miocene deposits that, being of marine origin, they could have been accompanied by the amount of biomass necessary to produce hydrocarbons. It was, indeed, hard to believe that petroleum could have been formed in the deposits of the relatively shallow Pannonian waters. The present hypothesis seems, however, to show a way out of this dilemma.

Carbon dioxide, in its upward migration, *e.g.* from the basin basement at Pusztaföldvár or Battonya, promotes the accumulation of the hydrocarbons dispersed over vast areas just as the carbon dioxide in the Thiel experiment. This is how *e.g.* at Mihályi some petroleum or gaseous hydrocarbons could accumulate beside a large volume of carbon dioxide: subsequently it was by dismigration that the relatively pure accumulations came to exist at the higher levels. In another aspect of this hypothesis, the abundance of carbon dioxide could well have brought about the hypertrophy of the biomass that resulted in oil formation in spite of the shallowness of the Pannonian sea. Similarly to the carbon dioxide which, as assumed by a well-known hypothesis, was produced in the Carboniferous by volcanic exhalations and resulted in the hypertrophy of vegetal life in that period, carbon dioxide in the Lower Pannonian, although produced by the heating of metamorphics rather than by igneous activity, led to the teeming of plankton and other organisms even to the point of oil formation. This hypothesis offers a plausible explanation of how a thick sedimentary

series may be valuable for petroleum formation even if the deposits all formed in shallow water, provided the rates of deposition and subsidence were fast enough. It is particularly useful to invoke this hypothesis where the deeper-water Lower Pannonian series is thin and there is no other Tertiary basin nearby (*e.g.* at Battonya or Pusztaföldvár). In other regions, however, where the hydrocarbon reserve is underlain by a thick sedimentary series, or is at the same "level of migration" as such a series — *e.g.* Budafapuszta, Lovászi and probably the Szeged Basin — the origin and accumulation of hydrocarbons took place even without the presence of carbon dioxide.

REFERENCES

Boldizsár, T.: New terrestrial heat flow values from Hungary. Geofisica Pura e Applicata **39,** 1958.

Clarke, F. W.: The data of geochemistry. U. S. Geol. Survey Bull. Washington, 1924.

Engelhardt, W. V.: Der Porenraum der Sedimente. Berlin—Göttingen—Heidelberg, 1960.

Farmer, R. E.: Genesis of subsurface carbon dioxide. A Symposium on Fluids in Subsurface Environments. Published by The Amer. Ass. of Petr. Geol. 1965.

Germann, F. E. E.: The occurrence of carbon dioxide. Science **87,** 513, 1938.

Hark, H. U.: Über Zusammensetzung und Herkunft der Zechsteingase in Nordwestdeutschland. Erdöl u. Kohle **14,** 3, 174, 1961.

Kertai, Gy.: Obrazovanie mestorozhdenii nefti i gaza Vengrii. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae **1,** 95, 1952.

Kertai, Gy.: Oil and natural gas in Hungary. Symposium Sobre Yacimientos de Petroleo Y Gas, Mexico. **5,** 275—315, 1956.

Kertai, Gy.: A magyarországi földgáztelepek kialakulásáról és továbbkutatásuk alapelvéről. (On the origin of Hungarian natural gas fields and on the principles to be observed in future prospecting.) Földtani Közlöny **92,** 274, 1962.

Lang, W. B.: The origin of some natural Carbon Dioxide gases. J. Geophys. Research **64,** 127, 1959.

Miller, J. C.: Carbon dioxide accumulations in geologic structures. Am. Inst. Mining Metal. Eng. **28,** 439, 1938.

Ramberg, H.: The origin of metamorphic and metasomatic rocks. University of Chicago Press, 1952.

Silverman, S. R.—Epstein, S.: Carbon isotopic composition of petroleums and other sedimentary organic materials. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol. **42,** 998, 1958.

Stegena, L.: A magyarországi földi hőáram kérdéséhez. (A contribution to the problem of terrestrial heat flow in Hungary.) MTA Műsz. Tud. Osztályának Közleményei **32,** 1—4, 1963.

Zartman, R. E.—Wasserburg, G. J.—Reynolds, J. H.: Helium, Argon and Carbon in some natural gases. J. Geophys. Res. **66,** 277, 1961.

О ГЕНЕЗИСЕ СКОПЛЕНИЙ ПРИРОДНОГО ГАЗА И СОДЕРЖАНИЯ В НИХ CO_2 НА ТЕРРИТОРИИ ВЕНГРИИ

ДЬ. КЕРТАИ

Резюме

Доказывая наличие разделительной миграции, одним словом — дисмиграции автор настоящей статьи объяснил причины различий по качеству между залежами природного газа. Он считает, что с учетом данного процесса можно, в ряде регионов Земли, найти объяснение различию, в составе газов, что до сих пор невозможно было генетически обосновать.

Автор предполагает, что присутствие углекислоты сыграло роль катализатора в формировании огромной массы органики в сравнительно мелководных бассейнах плиоцена, способствовав, тем самым, образованию скоплений как природного газа, так и нефти.

Если можно привести неточный пример, то можно считать, что венгерские бассейны ведут себя как хроматографы крупных размеров — «геохроматографы». Исключая возможность органического, послевулканического или ювенильного происхождения природного газа, исследователи должны поставить перед собой задачу более детального, возможно экспериментального, изучения процессов метаморфического генезиса рассматриваемого полезного ископаемого. При этом надо уточнить, какое влияние оказывают породы и слои на дисмиграцию, то есть на неоднородную диффузию.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3, pp. 279—281 (1967)

Rb/Sr-CHECK OF ASSYNTIAN AND CALEDONIAN IGNEOUS ACTIVITY AND METAMORPHISM IN NORTHEASTERN HUNGARY

By

G. PANTÓ

HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE, BUDAPEST

and

A. KOVÁCH, K. BALOGH and Z. SÁMSONI

INSTITUTE OF NUCLEAR RESEARCH OF THE HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, DEBRECEN

Rb/Sr isotopic age determinations have been carried out on total rock and separated muscovite samples from the crystalline outcrops in NE Hungary. The results point to the action of Assyntian (about 960 m.y.) and Caledonian (about 400 m.y.) metamorphism in this area, the last metamorphic event being of Hercynian age as indicated by K/Ar age determinations.

On the frontier of NE-Hungary, N of the town Sátoraljaújhely, a small outcrop of a highly metamorphosed crystalline complex was long ago established (SZÁDECZKY, 1897). Petrographic features previosly could not be thoroughly investigated, owing to poor exposures, strong diaphtoresis and weathering. Recent drillings (Felsőregmec 1, Vilyvitány 3) furnished fresh core material suitable for both petrographic study and isotopic age determination.

Drillings (Füzérkajata 2, Felsőregmec 1) exposed another crystalline series of low-grade metamorphism, too, which resembled petrographically the Ordovician porphyroide-phyllite series of Spiš, described by FUSÁN (1963).

Petrographic characters (PANTÓ, 1965) alone could not serve as a reliable proof of primary or metamorphic age, and the geological setting of the formations, underlying Middle Miocene sediments and pyroclastics, excluded every conclusion in this respect. Analogies of provenance and composition for the former series (cataclastic granite, ortho- and paragneiss, kyanite and staurolite bearing garnetiferous mica schist, garnet-amphibolite) indicate original connections with the central crystalline zone of the Tatra Mountains (Kohut-zone) as well as of the NE-Carpathians (Maramureș) and Transylvania (Meseș, Lapuș). The two crystalline complexes appear on the studied area in an anomalous tectonic position due to Early Hercynian overthrust.

In order to prove the parallelizations with respect to the age of the two formations, Rb/Sr age determinations were carried out on total rock and separated muscovite samples utilizing an MI 1305 type mass spectrometer. For the determination of rubidium and strontium isotope dilution techniques were used, applying ion exchange chromatography in preparing the Rb and

Sr fractions for mass spectrometry. The isotopic analyses were carried out with a single filament thermal ion source and a DC amplifier. In calculating the age values, the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio for normal strontium was taken as equal to 0.709. The isotope analytical results on strontium were corrected for discrimination by normalizing the $^{86}Sr/^{88}Sr$ ratio to a standard value of 0.1194. The analytical results and obtained age values are given in Table 1.

Sample No. 1 is a kyanite-bearing mica schist from drilling Vilyvitány 3, depth of 35.1—41.6 meters. Sample No. 2 is muscovite separated from sample No. 1. The second formation mentioned of assumed Caledonian metamorphic age is represented by No. 3, a metamorphosed quarz-porphyry rock sample (muscovite-quartz schist) from drilling Felsőregmec 1, depth of 263.0—264.7 meters. Sample No. 4 is muscovite separated from sample No. 3. Since samples No. 1 and 3 both contain a high amount of muscovitic mica, no significant enrichment of radiogenic strontium in the mica fractions was to be expected.

Table 1

Sample No.	^{87} Rb p. p. m.	^{87}Sr $^{rad.}$ p. p. m.	$\frac{^{87}Sr^{rad.}\%}{^{87}Sr}$	T mill. y.
1.	65.6 ± 0.3	0.935 ± 0.115	12.3	984 ± 108
2.	62.3 ± 0.7	0.869 ± 0.029	15.9	962 ± 39
3.	63.7 ± 3.8	0.364 ± 0.042	8.7	394 ± 52
4.	68.7 ± 1.4	0.452 ± 0.133	2.5	450 ± 130

The radiochronological data presented in Table 1 now substantially support the parallelizations for both formations. As regards the highly metamorphosed first formation, the data give a proof for the previously assumed Assyntian magmatism and metamorphism in this series.

The age values obtained for the porphyroide-phyllite series similarly serve as evidence of Caledonian volcanic activity and low-grade metamorphism, thus supporting geological inferences about the presence of a long range of Ordovician volcanic-sedimentary formations connecting the Spiš-Gemer Metalliferous Mountains through Slanec Mts., *i.e.* the northern part of the Tokaj Mountains where geographically the area studied belongs, with the NE-Carpathians (drillings Uzhgorod 2 and 3, described by VYALOV *et al.*, 1963).

The slight enrichment of common strontium in the mica fraction of sample No. 3 already indicates a later metamorphism. The "isochrone age" for samples 3 and 4 is about 375 million years, but with a large error. K/Ar determinations, however, carried out by L. L. SHANIN at the Institute of Mineral Resources of the Soviet Academy of Sciences in Moscow (IGEM), clearly point to the action of Hercynian metamorphism in both series, yielding

K/Ar ages of 262 ± 10 million years and 258 ± 10 million years for samples No. 1 and No. 3, respectively (SHANIN, 1966).

REFERENCES

FUSÁN, O.: Explanatory key to the geological map of Czechoslovakia 1 : 200,000, High Tatra. 215, 1963 (in Slovakian).
PANTÓ, G.: Ann. Report Hung. Geol. Inst. 1963, 215, 1965.
SHANIN, L. L.: Private communication, 1966.
SZÁDECZKY, GY.: Geological and petrographical features of the Zemplén Mountains. Publ. Soc. Nat. Hist., 64, 1897. (in Hungarian)
VYALOV, O. S., BUROV, V. S. and MURAVETSKY, V. N.: Dokl. A. N. SSSR, **150,** 874, 1963.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ НА СВ ВЕНГРИИ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА РИФЕЙКОЙ И КАЛЕДОНСКОЙ ФАЗ МЕТОДОМ Rb/Sr

Г. ПАНТО, А. КОВАЧ, К. БАЛОГ и З. ШАМШОНИ

Резюме

Определения абсолютного геологического возраста изотопами Rb/Sr производились для валовых проб горной породы в общем и для выбранных проб мусковита в частности по материалам из выходов кристаллических горных пород Северо-Восточной Венгрии. Полученные результаты свидетельствуют о проявлении метаморфизма в рифейской (примерно 960 миллионов лет) и каледонской (примерно 400 миллионов лет) эпохах, причем — судя по данным, полученным методом K/Ar — проявление метаморфизма в данном районе имело место в герцинское время.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 283—292 (1967)

DETERMINING THE DIPPING PLANE FROM THE PLUNGES OF TWO LINES AND DETERMINING THE PLUNGE OF THE INTERSECTION OF TWO DIPPING PLANES

By

A. TÁRCZY-HORNOCH

LABORATORY FOR RESEARCH OF GEODESY AND GEOPHYSICS, SOPRON

To ensure uniqueness it is more convenient, instead of the horizontal angles used in solutions in [1] and [2], to take the horizontal direction as the unknown. The computation itself is simplified by using the auxiliary system of co-ordinates suggested by AUBELL.

For the first of the two problems given in the title, a trigonometric solution has been given by TANNER [1]. In dealing with the second problem RODGERS [2] emphasized the similarity of the two problems. About forty years ago the author discussed the solution of both problems [3—4] recently republished [5]. Several passages of these two studies were included in both the first and the second edition of HADDOCK's book [6]. This makes at least part of the author's ideas accessible to those reading the English literature.

Notwithstanding I deem it necessary to take up again this problem, partly because the above-mentioned papers have not cleared up the problem quite unequivocally, partly because in Professor AUBELL's (Leoben, Austria) posthumous papers presented to me for examination, I have recently found some valuable unpublished ideas that contribute significantly towards solving the two problems simply and unequivocally. It should be mentioned, that a Hungarian investigation from 1947 [10] of both problems is not quite correct, either, and has not so far been corrected in literature.

To begin with in [2] the parallelism of the mathematical solutions of the two problems has been correctly stated. More precisely we may speak of a certain reciprocity. In the first case, the true dip of the plane in question and its direction of dip* are to be determined from the true plunges of two lines in the dipping plane and from the directions of their horizontal projections; in the second case the true dips of the two dipping planes are given as well as their directions and the line of intersection of the two planes is sought. It follows there from that, in the first case, the true dip is greater than or at least equal to the greater of the true plunges of two given lines

* Here and in the following *dip direction* is intended to mean the direction of the horizontal projection of the true dip.

while in the second case the plunge of the line of intersection that we wish to find is smaller than or at most equal to the smaller of the true dips of the two planes.

A) For solving the first problem let us start from the relations of Fig. 1 written up in the notation of elementary trigonometry, though the same may be derived even more directly by vectors or spherical trigonometry. The line of thought below is somewhat simpler than that in [1], although that is also fairly elementary. Symbols are generally the same as in [2], addi-

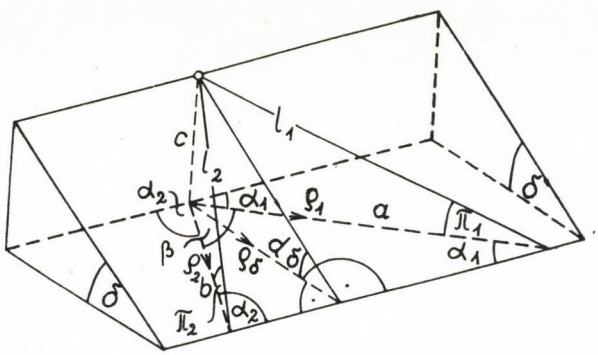


Fig. 1.

tional ones are the symbols ϱ_1 and ϱ_2 of the horizontal downplunge directions of the given lines l_1 and l_2, and the symbol ϱ_δ of the dip direction, the distance d between the horizontal projections of the two strike lines of the dipping plane and the symbols a, b, c taken from [1].

By Fig. 1

$$c = a \tan \pi_1 = \frac{d}{\sin \alpha_1} \tan \pi_1 = b \tan \pi_2 = \frac{d}{\sin \alpha_2} \tan \pi_2 = d \tan \delta \,. \tag{1}$$

Hence,

$$\frac{\tan \pi_1}{\sin \alpha_1} = \frac{\tan \pi_2}{\sin \alpha_2} = \tan \delta \,, \tag{2}$$

since

$$\alpha_2 = 180° - (\alpha_1 + \beta) \,. \tag{3}$$

Thus, by (2):

$$\tan \pi_1 \sin (\alpha_1 + \beta) = \tan \pi_2 \sin \alpha_1 \,. \tag{2a}$$

Developing $\sin (\alpha_1 + \beta)$ and dividing both sides by $\sin \alpha_1$ we get

$$\cot \alpha_1 = \frac{\tan \pi_2}{\tan \pi_1 \sin \beta} - \cot \beta \,, \tag{4}$$

corresponding to equation (1c) in [2]. On the other hand, by (2),

$$\cot \delta = \sin \alpha_1 \cot \pi_1 = \sin \alpha_2 \cot \pi_2 . \tag{5}$$

the first equation of which corresponds to equation (2) of [2].

Now use the definition of the angles α in [2] (the angle between the strike of the dipping plane and the horizontal projection of a line in that plane) is not unequivocal, since the strike line of the plane as seen from the point of intersection of the lines l_1 and l_2 has two directions differing by 180°. The same holds for the horizontal projection of any line. It is therefore, more to the point to define the angles α as follows: Looking down the two lines from their point of intersection let us measure the angle α of the left hand line *from* the left half of the strike line and the angle α of the right hand line from the right half of the strike line; both towards the downplunge direction of the line in question. This renders the definition of α_1 and α_2 unequivocal. The angles α_1 and α_2 might be also measured *from* the downplunge direction of the respective lines *towards* the corresponding half of the strike line. In both the cases of the given plane and of the plane to be found, however, the strike line is fixed and the downplunge directions of the lines change in function of the angle of plunge: that is why the first definition is more practical. As we shall see, the method of computation suggested here under renders unnecessary all these distinctions.

We have denoted the first-mentioned angle from the left half of the strike line by α_1 and the second one from the right half of the strike line by α_2, though there is no objection to a reversal of indices. Since cot is periodical,

i. e. $$\cot \alpha_1 = \cot (180° + \alpha_1),$$

our problem α makes sense only up to 180°. Similar holds also for β in Fig. 1, as otherwise the angle between the two downplunge projections might be also its supplement to 360°.

By equation (3)

$$\alpha_1 + \alpha_2 = 180° - \beta. \tag{6}$$

A supplement to equation (3) of [2], this is valid independently of the relative magnitude of α_1 and α_2 .

By the way, Fig. 1 also implies that, if $\alpha_1 < 90°$, and $\beta < 90° - \alpha_1$, then $\alpha_1 + \beta < 90°$, *i.e.* the two downplunge directions lie on the same side of the true dip direction of the plane (*i.e.* to the left of that direction when looking down the true dip). In this case, however, α_2 is obtuse. On the other hand, α_1 would be obtuse if the down-plunge directions of both lines lay on the right side of the true dip direction.

However, the plane to be found is not determined by the point of intersection of the two given lines, either, because subtracting α_1 from ϱ_1 will give the direction only of that half of the strike line of the dipping plane, which

is to the left of the intersection; neither this nor the true dip of the plane as computed by (5) indicates the direction in which the plane to be found will incline. If the individual values are taken exactly as described then ϱ_δ is obtained by adding 90° to the direction of strike previously computed.

According to the above consideration, one should take the angles α included with the strike of the dipping plane first clockwise (in our case α_1), then anti-clockwise (in our case α_2); this is somewhat inconvenient. So is the decision, to be made in every case, whether the angle α in question and 90° are to be added to the downplunge direction of the line or to be subtracted from it, in order to get the dip direction of the plane right. That is why we have suggested in [3, p. 159] that instead of the angles α, the direction ϱ_δ should be taken as the unknown in the computation. As it is well known, directions are taken in the geodetic system of co-ordinates clockwise up from north, up to 360°. They may be measured in a simple way by means of magnetic instruments, or to a greater accuracy *e.g.* by means of gyroscopic ones. In [3], the directions were taken up the lines and the plane, respectively; here, on the other hand, in conformity with [2], they have been taken down the plunges and down the dip.* As we shall see, this does not in the least change the procedure of computation.

By Fig. 1,

$$\alpha_1 = 90° - (\varrho_\delta - \varrho_1), \quad \text{and} \quad \alpha_2 = 90° - (\varrho_2 - \varrho_\delta). \tag{7}$$

Substituting into (2), we get

$$\frac{\tan \pi_1}{\cos(\varrho_\delta - \varrho_1)} = \frac{\tan \pi_2}{\cos(\varrho_2 - \varrho_\delta)} = \tan \delta. \tag{7a}$$

Hence,

$$\tan \pi_1(\cos \varrho_2 \cos \varrho_\delta + \sin \varrho_2 \sin \varrho_\delta) = \tan \pi_2 (\cos \varrho_\delta \cos \varrho_1 + \sin \varrho_\delta \sin \varrho_1). \tag{7b}$$

Let us introduce

$$\frac{\tan \pi_1}{\tan \pi_2} = k,$$

then, dividing (7b) by cos ϱ_δ and rearranging yields

$$\tan \varrho_\delta = -\frac{\cos \varrho_1 - k \cos \varrho_2}{\sin \varrho_1 - k \sin \varrho_2}. \tag{8}$$

Now

$$\tan \varrho_\delta = \tan(180° + \varrho_\delta);$$

* The dip direction then becomes the horizontal projection of the direction *down* the dip.

the ambiguity due to this circumstance is eliminated if the dip direction of the plane includes *acute* angles with the downplunge directions of both lines. The equation

$$\tan \varrho_\delta = \tan (180° + \varrho_\delta)$$

also involves that, if the directions are taken up the lines, equation (8) holds all the same and ϱ_δ will include acute angles with the ascending directions.

It still remains to be seen whether our equation (8) will change if ϱ_δ lies on the opposite sides of the directions ϱ_1 and ϱ_2. Since

$$\cos(\varrho_\delta - \varrho_1) = \cos(\varrho_1 - \varrho_\delta)$$

and

$$\cos (\varrho_2 - \varrho_\delta) = \cos(\varrho_\delta - \varrho_2),$$

formula (8) is of universal validity irrespective of the relative positions of the downplunge directions of the lines and of the direction of the plane.

The rule given for the acute angles also ensures that tan δ computed both ways according to equation (7a) should be positive. Computing δ both ways constitutes a useful check of the calculation. It is obvious that in our case only a true dip up to 90° has any meaning.

Although computation with equation (8) has indisputable advantages, it has the drawback that it is more time-consuming than computation with equation (4). The advantages of both methods combined favourably in a method described in AUBELL's posthumous papers. If we define an auxiliary system of co-ordinates with its axis x' in ϱ_1, then (directions in the auxiliary system of co-ordinates being distinguished by superscript commas) $\varrho_1' = 0$; hence by (8),

$$\tan \varrho_\delta' = \frac{1 - k \cos \varrho_2'}{k \sin \varrho_2'} = \frac{\tan \pi_2 - \tan \pi_1 \cos \varrho_2'}{\tan \pi_1 \sin \varrho_2'} = \\ = \frac{\tan \pi_2}{\tan \pi_1 \sin \varrho_2'} - \cot \varrho_2'. \tag{9}$$

The true dip of the plane is then, by (7a),

$$\tan \delta = \frac{\tan \pi_1}{\cos \varrho_\delta'} = \frac{\tan \pi_2}{\cos (\varrho_2' - \varrho_\delta')} \tag{10}$$

or

$$\cot \delta = \cos \varrho_\delta' \cot \pi_1 = \cos (\varrho_2' - \varrho_\delta') \cot \pi_2.$$

Calculation is not more time-consuming than with (4) and (5), and the dip direction of the plane is directly obtained in the auxiliary system of co-ordinates. The direction in the main co-ordinate system is given by

$$\varrho_\delta = \varrho'_\delta + \varrho_1 \tag{11}$$

All terms of this equation are positive.

Formulas (9)—(11) will hold irrespectively of whether the one or the other downplunge direction has been taken as the x' axis, provided the second downplunge direction is taken clockwise from the first. Hence ϱ'_2 may assume any value up to 360°. If the value of ϱ'_1 is limited so that, looking down the given lines, ϱ'_1 is taken in the downplunge direction of the left

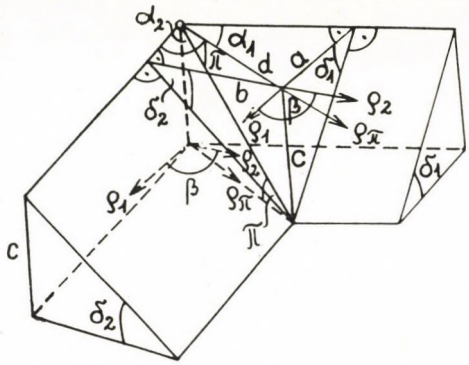


Fig. 2.

line, then ϱ'_2 is restricted to between 0° and 180° and ϱ'_δ, depending on the sign of tan ϱ'_δ, to between 0° and 90° or 270° and 360°, respectively; that is to say, (9) yields the directional angle of ϱ'_δ directly, irrespectively of the equivocality of tan. This latter method will give a solution without liability of mistake.

B) For solving the second problem, that of determining the plunge of the line of intersection of two dipping planes, let us start from Fig. 2. Let δ_1 and δ_2 be true dips and ϱ_1, ϱ_2 the respective dip directions of the two planes. Let us denote the unknown true plunge of the line of intersection by π and the unknown direction of its horizontal projection by ϱ_π. Then, by the figure,

$$c = d \tan \pi = a \tan \delta_1 = d \sin \alpha_1 \tan \delta_1 = b \tan \delta_2 = d \sin \alpha_2 \tan \delta_2 .$$

Hence

$$\tan \pi = \sin \alpha_1 \tan \delta_1 = \sin \alpha_2 \tan \delta_2 , \tag{12}$$

and

$$\cot \pi = \frac{\cot \delta_1}{\sin \alpha_1} = \frac{\cot \delta_2}{\sin \alpha_2} , \tag{12a}$$

respectively. By this latter relationship,

$$\cot \delta_1 \sin \alpha_2 = \cot \delta_2 \sin \alpha_1. \tag{12b}$$

Comparison of (12) with (2) clearly shows that in the case *A)*, the respective sin α terms occur as divisors, while here they occur as multipliers. In equation (2a), however, the factors of the right side have — in contrast with (12) — different indices.

When the angle, less than 180°, between the dip directions of the two given planes is denoted by β in accordance with (2), then, by Fig. 3 showing a plan view of the situation,

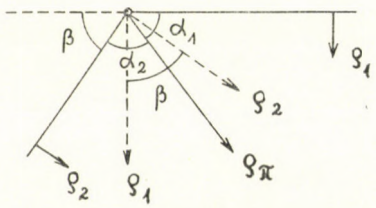


Fig. 3.

$$\alpha_1 + \alpha_2 = 180° - \beta \quad \text{and} \quad \alpha_2 = 180° - (\alpha_1 + \beta); \tag{13}$$

hence

$$\tan \delta_1 \sin \alpha_1 = \tan \delta_2 \sin (\alpha_1 + \beta). \tag{14}$$

Developing sin $(\alpha_1 + \beta)$ and dividing both sides by sin α_1 yields

$$\cot \alpha_1 = \frac{\tan \delta_1}{\tan \delta_2 \sin \beta} - \cot \beta. \tag{15}$$

Consequently while keeping our definitions similar to those in [2], the signs of cos β and cot β, respectively in equations (4a)—(4c) of [2] are to be changed, and on the right side of equation (6) in [2], 180° — β is to be written instead of β. The formulas in [2] are acceptable only if β denotes the angle between those two arms of the strike lines of the dipping planes which include the horizontal projection of the down plunge of the line of intersection.

This formula for cot α_1 with this latter definition of β and hence with + cot β in (15) as in [2] has been well known for a very long time past. I have cited several publications in [5. p. 132.]. Let us mention here only a publication by KÄSTNER from 1775 [7. p. 193] and one by LEMPE from 1782 [8. p. 293]. Furthermore, an analogous formula is included in HADDOCK's book [6] on p. 39 under No. 28 as well as in his book [9] on p. 196 under No. 381. Also, RODGER's contribution is most valuable, since it was the first to have drawn attention to the parallelism of the problems in *A)* and *B)* and it included also some other valuable results.

Here also the correct definition of the angles requires great care for the reasons mentioned in *A)*. In fact, it is even more difficult here *e.g.* when the dip directions of the two planes lie on the same side of the true plunge of the intersection. This is why it is more to the point also in this case to take the direction (ϱ_π here) as the unknown, as was already done [4. p. 5].

With the directions ϱ taken here, too, clockwise from the north, we have by Fig. 3.

$$\alpha_1 = 90° - (\varrho_1 - \varrho_\pi)\,; \qquad \alpha_2 = 90° - (\varrho_\pi - \varrho_2). \tag{16}$$

Substituting into (12) gives:

$$\tan \pi = \tan \delta_1 \cos (\varrho_1 - \varrho_\pi) = \tan \delta_2 \cos (\varrho_\pi - \varrho_2). \tag{16a}$$

Developing the cosines, dividing both sides of the right hand equation by $\cos \varrho_\pi$, introducing

$$\frac{\tan \delta_1}{\tan \delta_2} = k$$

and rearranging, we have

$$\tan 4\,\varrho_\pi = -\frac{\cos \varrho_2 - k \cos \varrho_1}{\sin \varrho_2 - k \sin \varrho_1}. \tag{17}$$

Comparing this with equation (8) it is not surprising to find trigonometric terms bearing the index 1 — rather than 2 as in (8) — as the multipliers of k.

Since it is the cosines of the differences of directions that occur in equation (16a), too, our equation (17) is also of general validity, independently of the relative position of the directions and of the angles α. Here, too, the ambiguity of the *tan* function may be eliminated by the rule of acute angles: the downplunge direction ϱ_π of the line section must include an acute angle with the downdip directions of both planes.

The use of formula (17) may also be simplified by AUBELL's method. In an auxiliary system of co-ordinates defined so that *e.g.* ϱ_2' should be zero, (17) becomes an expression similarly to (15):

$$\tan \varrho_\pi' = \frac{1 - k \cos \varrho_1'}{k \sin \varrho_1'} = \frac{\tan \delta_2 - \tan \delta_1 \cos \varrho_1'}{\tan \delta_1 \sin \varrho_1'} = \\ = \frac{\tan \delta_2}{\tan \delta_1 \sin \varrho_1'} - \cot \varrho_1' \tag{18}$$

eliminating the difficulty concerning the signs of the angles α. If $\varrho_2' = 0$ is taken to mean the dip direction of the left hand plane, then ϱ_π (in consequence of the rule of acute angles) must fall between 0° and 90° or 270° and 360°, respectively. The angle is thus unequivocally defined.

The direction ϱ_π in the main system of co-ordinates is obtained from

$$\varrho_\pi = \varrho_2 + \varrho'_\pi \,. \tag{19}$$

Equations (12) and (16a) further imply

$$\tan \pi = \tan \delta_2 \cos \varrho'_\pi = \tan \delta_1 \cos (\varrho'_1 - \varrho'_\pi). \tag{20}$$

The value tan π must be positive from both equations.

Let us finally add a simple graphic solution of problem *B)*. In Fig. 4 the value of tan δ_1 is marked on the direction ϱ_1, that of tan δ_2 on ϱ_2; now the length of the line segment perpendicular to the line connecting their ends will be tan π while its direction will be ϱ_π. This follows directly from equation (16a).

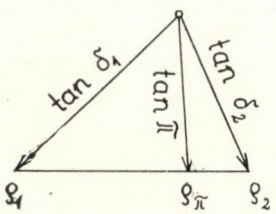


Fig. 4.

The difference between problems *A)* and *B)* is evident also in the graphic solution since problem *A)* with tan π_1 and tan π_2 given requires a different solution with a circle, presented by TANNER in the Discussion of [2]. On the other hand, the method of the circle gives a solution of problem *B)* if we introduce *cotangents* (cotδ_1 and cotδ_2). The circle in this case need not be traced; it is sufficient to find the intersection of the normals to the ends of the vectors. The level lines of unit height of the two dipping planes and the line connecting the point of intersection with the origin must be constructed with the methods of descriptive geometry.

There are, of course, other graphic solutions for *B)*, *e.g.* the one shown in Fig. 5 cotδ_1 and cotδ_2 are drawn; the angle included by the line segment between their ends and cot δ_1 is α_2, that between the line segment and cot δ_2 is α_1, since it is only in this case that the condition given in (12b) for the straight line perpendicular to the line segment between the ends is fulfilled: if the angle y between cot δ_1 and the normal to the connecting line segment is measured from cot δ_2, the righthand leg of the angle intersected by the normal to the end of cotδ_2 gives cotπ and the horizontal projection of the direction of π. With problem *A)*, a solution of this latter kind may be applied by using the values tan π_1 and tan π_2.

Graphic solutions, however, must not be overvalued, since computing with a slide-rule gives more accurate and quicker results. This holds also for the solution with Wulf's stereonet, which is, however, ambiguous in β in the *B)* case. For computing, equations (9)—(11) are most useful for problem *A)* and equations (18)—(20) for problem *B)*.

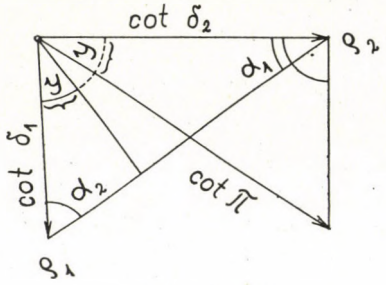


Fig. 5.

We are of the opinion that the faultless rapid mechanical solution of the two problems given in the title will be facilitated by the results presented in this study, especially by AUBELL's method.

REFERENCES

1. TANNER, W. F.: Trigonometric Solution from Apparent Dip. Trans. Amer. Geophys. Union **37**, 231. 1956.
2. RODGERS, J.: Trigonometric Solution for Determining the Plunge of the Intersection of Two Dipping Planes. Trans. Amer. Geophys. Union **37,** 779—780, 1956.
3. Neue Gesichtspunkte zur rechnerischen Lösung der Markscheideraufgaben. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. **73,** 59—80, 157—172, 1925.
4. Das Verwerferproblem im Lichte des Markscheiders. Publishing House Springer, Vienna, 1927.
5. Markscheiderische Studien. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1963.
6. HADDOCK, M. H.: Disrupted Strata. Crosby, Lockwood and Son. London, 1929.
7. KÄSTNER, A. G.: Anmerkungen über die Markscheidekunst. Göttingen, 1775.
8. LEMPE, J. F.: Gründliche Anleitung zur Markscheidekunst. Leipzig, 1792.
9. HADDOCK, M. H.: The Basis of Mine Surveying. Chapman and Hall, London, 1952.
10. KÁPOSZTÁS, P.: Újabb adatok a csapás-dőlés feladataihoz. Földt. Közl. 3—11, 1947.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОСКОСТИ ПАДЕНИЯ ПО НАКЛОНУ ДВУХ ЛИНИЙ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАКЛОНА ПЕРЕСЕЧЕНИЯ ДВУХ ПЛОСКОСТЕЙ ПАДЕНИЯ

А. ТАРЦИ-ГОРНОХ

Резюме

Для обеспечения однозначности более целесообразно принять — вместо горизонтальных углов, применяемых в решениях [1] и [2] — горизонтальное направление за неизвестное. Само вычисление упрощается путем применения предложенной Обеллом (Aubell) вспомогательной системы координат.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3,) pp. 293—298 (1967)

CATACOELOCERAS TETHYSI N. SP. (CEPH.) FROM THE UPPER LIASSIC OF CSERNYE*

By

B. GÉCZY

INSTITUTE OF PALAEONTOLOGY, EÖTVÖS UNIVERSITY, BUDAPEST

Although highly similar in shape to Lower Pliensbachian Coeloceras pettos, Catacoeloceras tethysi n. sp., described from the Toarcian of Csernye, bears no demonstrable phylogenetic relation to the former.

Studying the Jurassic ammonites collected by HANTKEN from the Tűzkövesárok ravine near Csernye (Bakony Mountains, Transdanubia), PRINZ determined a small ammonite, *Coeloceras pettos* QUENST. (1904, p. 95, Textf. 12). HANTKEN had identified this specimen, as PRINZ did not fail to point out, with the upper Liassic species *Coeloceras crassus*, whereas PRINZ himself, on the grounds of *Coeloceras pettos* being a Lower Pliensbachian species, placed it into the Middle Liassic. The revision of the Csernye fauna by the present author has confirmed HANTKEN's opinion: The undivided internal umbilical lobe of the specimen described by PRINZ proved it to be a *Catacoeloceras* rather than a *Coeloceras* (cf. SCHINDEWOLF, p. 563, 1962). As the specimen in question was a single one of poor preservation, and collected without an exact record of its position in the succession of strata, it would have been unjustified to give a specific determination. In 1965, however, the large-scale works of exposure initiated by the Direction of the Hungarian Geological Institute led to the disclosure of Toarcian strata in the lower section of the Tűzkövesárok, near the rim of the abandoned quarry, probably near the point where HANTKEN had collected his classic fauna. In facies, layers No. 62 and 63, of 43 and 37 cm thickness, respectively, consisting of an ill-consolidated red clayey nodular marl relatively poor in fossils, correspond to the Adneth beds or to the marly facies of the "calcare ammonitico rosso". The age of these beds is unequivocally fixed by the ammonites collected by L. KOCSIS:
Layer No. 62:

Phylloceras cf. *loczyi* PRINZ, 1904
Phylloceras sp.
Calliphylloceras beatricis (BONARELLI, 1897)
Calliphylloceras mediojurassicum (PRINZ, 1904)
Calliphylloceras aveyronense (MENEGHINI, 1867—1881)

* Manuscript received 1966. VII. 15.

Calliphylloceras sp.
Lytoceras cf. *subfrancisci* STURANI, 1964
Hildoceras semipolitum BUCKMAN, 1902
Phymatoceras fabale (SIMPSON, 1885)
Phymatoceras sp.
Pseudomercaticeras cf. *rotaries* MERLA, 1933
Hammatoceras sp. aff. *insigne* (ZIETEN, 1831)

Layer No. 63: *Phylloceras* n. sp.
Phylloceras sp.
Calliphylloceras mediojurassicum (PRINZ, 1904)
Calliphylloceras aveyronense (MENEGHINI, 1867—1881)
Calliphylloceras beatricis (BONARELLI, 1897)
Calliphylloceres virginiae (BONARELLI, 1897)
Calliphylloceras sp.: 2
Lytoceras cf. *subfrancisci* STURANI, 1964
Lytoceras sp.
Trachylitoceras? *sepositum* (MENEGHINI, 1867—1881)
Trachylytoceras? sp. aff. *sepositum* (MENEGHINI, 1867—1881)
Peronoceras sp.
Dactylioceras? sp.
Polyplectus cf. *pluricostatus* (HAAS, 1913)
Polyplectus cf. *subexaratus* (BONARELLI, 1897)
Polyplectus sp.
Hildoceras sublevisoni FUCINI, 1919
Hildoceras sp. aff. *bifrons* (BRUGUIÈRE, 1789)
Hildoceras semipolitum BUCKMAN, 1902
Mercaticeras mercati (HAUER, 1856)
Mercaticeras umbilicatum BUCKMAN, 1913
Phymatoceras sp.

In the zonation according to DONOVAN (1958, p. 43) of the Mediterranean Toarcian, this fauna corresponds to a transition between the *Mercaticeras mercati* Zone and the *Phymatoceras erbaense* Zone. Each bed has yielded one specimen of "*pettos*", thus affording a sufficient basis for establishing the new species.

Catacoeloceras tethysi n. sp.

Textf. 1—4

v. 1904 *Coeloceras pettos* QUENST. — PRINZ, p. 95, Textf. 12.

Number of specimens: Three

Type: Specimen No. 8001.

Stratum typicum: clay marl of the Toarcian

Derivatio nominis: the name refers to the Mediterranen occurrence.

Dimensions (Specimen No. 8001.):

Diameter:	24 mm
Height:	11 mm (45.8%)
Width:	18.5 mm (77%)
Umbilicus:	8 mm (33.3%)

Diagnosis: Very wide, flattened whorls; fine, dense ornament.

Material: Three small casts of medium and poor preservation.

Description: Umbilicus narrow and very deep. Steeply divergent up to the shoulder, the whorl-sides are hardly swollen. Shoulder rounded. Venter very broad, uniformly swollen. Section of the very low whorls trapezoidal; greatest width at shoulder. Ornament very fine and dense. Issuing at the umbilical seam, the primary ribs are rectiradiate, straight. On the septate whorls, the primary ribs end in small, low tubercles at the shoulder. There are no tubercles on the body chamber. On the septate whorl, the ribs bi- and sometimes trifurcate at the tubercles. On the early part of the body chamber, the primary ribs bifurcate: on its late part, bifurcation is replaced by the regular intercalation of secondary ribs. On the venter, all ribs are equal, much narrower than the intercostal spacing and bending very slightly forward. The body chamber bears 20 secondary ribs to 10 primary ribs; the last whorl bears 25 primary ribs. There is almost a full whorl of body chamber. Owing to a constriction of the stomatal part of the body chamber, the umbilicus is somewhat eccentric. Peristome unknown.

Suture line: E is almost as long as nearly symmetrical L. The internal umbilical lobe of the paratype described by PRINZ is divided.

Remarks: The genus Catacoeloceras was set up within the family of the Dactylioceratids by BUCKMAN (1923, p. 413) who gave a brief characterization in 1927 (p. 44). BUCKMAN's diagnosis was completed by ARKELL (1957, p. 254), DONOVAN (1958, p. 47) and HOWARTH (1962, p. 408). According to these authors, *Catacoeloceras* is characterized by small size, flattened whorls, primary ribs not coalescing at the shoulder, and partly bifurcating, and an eccentric umbilicus. The novel species exhibits all these features. However, the species known so far of *Catacoeloceras* differ from the novel one, even disregarding their much coarser ornament, in their thinner whorls. Their test is sphaerocone, whereas that of the novel species is cadicone. It is worth while to compare the width proportion (77%) of the novel species with those of the other species of *Catacoeloceras*. *C. confectum*, the type species of the genus, possesses, according to BUCKMAN (1923, Pl. 413), a whorl width of 44% for a diameter of 25 mm. The diameter of the type of *C. foveatum*



1—3. *Catacoeloceras tethysi* n. sp. Type. 2 ×
4—6. *Catacoeloceras tethysi* n. sp. Type. Natural size
7. *Catacoeloceras tethysi* n. sp. Inner whorl of paratype with the internal lobe

(SIMPSON, 1855) is, according to BUCKMAN (1913, p. 69), 34 mm, its width being 56%. The diameter of the type of *C. crassum* (YOUNG and BIRD, 1828) is, according to BUCKMAN (1918, p. 119) 56 mm; its width is 45%. When refiguring *C. crosbyi* (SIMPSON, 1843) and *C. puteolum* (SIMPSON, 1855), BUCKMAN (1912, pp. 60, 61) did not state the dimensions of the types but his figures show beyond doubt that the width of both is far less than that of the new

species. The broad "cadicone" shape of the novel species as well as its fine ornament much resemble the species *Ammonites pettos* described by QUENSTEDT in 1843 (p. 178) which, apart from the fundamental difference in the suture line, differs from the novel species in that the secondary ribbing is rather vague on its venter. The species *pettos*, placed into the family *Polymorphitidae* (or *Eoderoceratidae)*, is a typical element of the *Jamesoni* Zone, whereas the new species belongs to the late Toarcian: hence, the formal similarity of the two does not justify the assumption of a direct genetic relationship.

An occurrence of *Coeloceras pettos* has been indicated by RENZ (1910, p. 565) from the Upper Liassic of Greece. Lately, *Coeloceras* cf. *pettos* has been encountered by BEHMEL and GEYER (1966, p. 18) in the Lower Toarcian of Spain. It would be worth while to subject the "*Coeloceras*" species of the Toarcian localities of the West and East Mediterranean regions to a close scrutiny to see whether they are indeed late descendants of *Coeloceras pettos* or typical *Catacoeloceras* species like the one from Csernye.

Distribution in space and time: According to BUCKMAN (1927, p. 45), the genus *Catacoeloceras* is a typical element of the *Variabilis* Hemera. According to HOWARTH (1962, p. 408), the genus is restricted to the *Braunianus* Subzone and the *Haugia variabilis* Zone. DONOVAN (1958, p. 46) indicates the occurrence of the genus *Catacoeloceras* in the *Pseudomercaticeras (Crassiceras) latum* Subzone. Hence, from a chronological point of view, the novel species is equivalent to the rest of the *Catacoeloceras* species.

REFERENCES

ARKELL, W. J.: Mesozoic Ammonoidea, *in* Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L. Mollusca **4,** Cephalopoda, Ammonoidea. Edit. R. C. Moore, 1—490, Kansas and New York, 1957.

BEHMEL, H.—GEYER, O. F.: Stratigraphie und Fossilführung im Unterjura von Albarracin (Provinz Teruel). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **124,** 1—52, 1966.

BUCKMAN, S. S.: Yorkshire type Ammonites, Vol. **1** and **2**; Type Ammonites, Vol. **3**—**7**. Edit. W. Wesley London, 1909—1930.

DONOVAN, D. T.: The Ammonite Zones of the Toarcian (Ammonitico Rosso Facies) of Southern Switzerland and Italy. Ecl. Geol. Helv. **51,** 33—60, 1958.

HOWARTH, M. K.: The Jet Rock Series and the Alum Shale Series of the Yorkshire Coast. Proc. Yorks Geol. Soc. **33,** 381—422, 1962.

PRINZ, GY.: Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Mitt. Jahrb. k. Ung. Geol. Anst. **15,** 1—142, 1904.

QUENSTEDT, F. A.: Das Flözgebirge Württembergs. Edit. Laupp. Tübingen, 1843.

RENZ, C.: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. **60,** 1910.

SCHINDEWOLF, O. H.: Studien zur Stammesgeschichte der Ammoniten. Lief. 2. Abh. Math. Naturwiss. Kl. Wiesbaden, N. R. **8,** 113—571, 1962.

CATACOELOCERAS TETHYSI N. SP. (СЕРН.) ИЗ ВЕРХНЕГО ЛЕЙАСА УЩЕЛЬЯ ТЮЗФЬКЁВЕШАРОК У С. ЧЕРНЬЕ

Б. ГЕЦИ

Р е з ю м е

Будучи очень сходным по форме раковины с видом Coeloceras pettos нижнеплинсбахского возраста, вид Catacoeloceras tethysi n. sp., описанный из тоарских отложений местонахождения Черные, не обнаруживает никакой выявляемой филогенетической связи с предыдущим видом.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 299—306 (1967)

L'HISTOIRE DU «BIARRITZIEN»

Par

E. SZŐTS

BUDAPEST, HONGRIE

L'auteur traite les erreurs d'observations, les contradictions et les ignorances de Hottinger et Schaub qui les ont conduit à l'établissement inutile du «Biarritzien».

Sur la base de l'étude de la coupe, entre Ilbarritz et Biarritz, il prouve que les «stratotypes biarritziens sûrs», désignés-là par Hottinger et Schaub, appartiennent à une zone à Globigerapsis higginsi identifiable au stratotype du Bruxellien et ainsi au Lutétien inférieur.

L'auteur distingue trois zones de Foraminifères planctoniques dans le Lutétien d'Aquitaine (du bas en haut): zone à Globigerapsis higginsi, zone à Globigerinita echinata et une zone encore à préciser. La précision de la dernière zone exige encore un comparaison entre les Foraminifères planctoniques des stratotypes des étages classiques, de l'Aquitaine et ceux des zones du Caucase.

Quand HOTTINGER et SCHAUB (1960) ont introduit le nouveau nom d'étage du «Biarritzien», ils ont désigné — comme «stratotype sûr» — les couches à Nummulites de Peyreblanque, de la Gourèpe et la série de la Falaise de Handia. Au sujet de la position stratigraphique du Gisement de la Villa Marbella, leur opinion était hésitante: ou «Biarritzien supérieur» ou «Lédien», en dépendant, si *Nummulites perforatus* (MONTF.) y soit autochtone ou remaniée.

Selon l'avis des auteurs cités, il y aurait une «lacune en sédimentation marine» entre le Lutétien et le «Lédien» dans le Bassin de Paris, correspondant à un étage entier. Et le «Biarritzien» remplacerait cette «lacune», mais hors du Bassin de Paris.

ABRARD (1925) a bien montré, que les sables d'Auvers correspondent à la partie inférieure des sables de Beauchamps. Ainsi, on ne peut employer le nom d'étage d'«Auversien» pour les assises prébartonniennes (ou prépriaboniennes), dans les régions méditerranéennes, comme MORET (1925) l'avait aussitôt remarqué.

Les deux représentants de l'école bâloise ont proposé le «Biarritzien» pour remplacer l'«Auversien» de BOUSSAC (1911 et 1912), dans les régions mentionnées, ci-dessus.

Du point de vue biostratigraphique, ils caractérisent le «Biarritzien» par la répartition stratigraphique, plus ou moins imaginée, de certains groupes de grands Foraminifères. Et ils ont y englobé de nombreux affleurements des régions méditerranéennes et des côtes françaises atlantiques.

L'introduction du «Biarritzien» a été tout de suite attaquée par des critiques vives. Moi-même, j'ai remarqué (1961) l'inutilité du «Biarritzien», car les couches du Sud-Ouest d'Aquitaine, insérées par HOTTINGER et SCHAUB dans leur «nouvel étage», appartiennent, en réalité, aux différents niveaux du Lutétien.

MANGIN (1961) a critiqué le «Biarritzien» de principe. Il a bien montré, que dans les environs de Biarritz, les assises éocènes reposent transgressivement sur une structure diapyrique. Alors, la localité ne convient pas du tout pour y établir un stratotype.

HOTTINGER (1962., p. 18., Fig. 4.) a élargi la «lacune» supposée, dans le Bassin de Paris. Selon sa nouvelle interprétation, le Lutétien du Bassin de Paris ne représenterait qu'une partie d'un certain «Lutétien inférieur», imaginé par lui!

D'après l'étude des zones de Foraminifères planctoniques du Lutétien du Sud-Ouest d'Aquitaine, j'ai confirmé (1964) mon critique (1961) sur le «Biarritzien».

En même temps, HOTTINGER et SCHAUB (voir: HOTTINGER, LEHMANN et SCHAUB (1964., p. 616.)) ont changé leur opinion sur le «stratotype» du «Biarritzien». Selon leur nouvelle interprétation, le «stratotype» du «Biarritzien» est le rocher de Peyreblanque ! Ils considèrent la série de la Falaise de Handia, atteignant environ 100 m en épaisseur, comme un «horizon de remaniement». Et ils insèrent dans un «Lédien» toute la série de marnes — dépassant 800 m en épaisseur — de la Côte des Basques, dès le Gisement de la Villa Marbella jusqu'aux Marnes bleues de l'ancien Établissement des Bains inclues.

Dans une note critique (1965), j'ai établi une corrélation entre le Gisement de la Villa Marbella et les «Caillasses» du Calcaire grossier supérieur saumâtre du Bassin de Paris, à travers des bassins de l'Adour, de Bordeaux, de la Loire-Atlantique et du Cotentin. J'ai montré que deux rochers sont connus à Peyreblanque. Et j'ai posé la question, serait-il le rocher sud ou nord qui a été désigné par HOTTINGER et SCHAUB (1. c.) pour le «nouveau stratotype».

CAVELIER et Mme LE CALVEZ (1966) ont trouvé des fossiles «biarritziens» à Foulangues, dans le niveau du Calcaire grossier supérieur saumâtre du Bassin de Paris.

BLONDEAU, CAVELIER, FEUGUEUR et POMEROL (1966) ont remarqué l'introduction hâtive du «Biarritzien». Ils le considèrent comme un faciès méditerranéen de la partie supérieure du Lutétien.

Ainsi, l'inutilité du «Biarritzien» a été définitivement prouvée.

Mais, étant donné que l'introduction du «Biarritzien» effectuait une certaine influence regrettable surtout sur les jeunes chercheurs, ne possédant pas assez d'expériences et de critiques, je juge encore nécessaire de présenter ici quelques points de vue et arguments.

1° La «lacune en sédimentation marine» supposée par HOTTINGER et SCHAUB (1960., p. 456.) n'existe pas, dans le Bassin de Paris ! En réalité, il

s'agit d'une lacune de connaissances de la part des auteurs cités, qui n'étudiaient pas assez profondément le Bassin de Paris et la littérature, avant l'introduction du «Biarritzien» !

Parce que, des assises marines — comme faciès latéraux — doivent être présents «a priori», dans le niveau du Calcaire grossier supérieur saumâtre, dans le Bassin de Paris ! J'ai attiré déjà l'attention (1956., p. 260 et Tableau No III.) sur l'importance stratigraphique du Calcaire grossier supérieur saumâtre de Paris, quand j'ai corrélé la formation lutétien supérieure des régions méditerranéennes avec celui-ci. Mais HOTTINGER et SCHAUB n'ont pas tenu compte de ces données bibliographiques.

HOTTINGER et SCHAUB (1960, p. 456.) ne connaissent non plus la répartition stratigraphique de *Nummulites laevigatus* (BRUG.) même pas dans le Bassin de Paris ! Ils écrivent (1960, p. 456.): « . . . die zeitliche Lücke zwischen dem Calcaire grossier mit Nummulites laevigatus und dem Lédien mit N. variolarius . . .». Or, *Nummulites laevigatus* (BRUG.) est restreinte à la partie basale du Lutétien du Bassin de Paris — où d'ailleurs *N. variolarius* (LAMK.) apparaît aussi (voir CURRY (1961)) —, et elle ne traverse pas l'étage entier ! Fait déjà bien connu dans le siècle passé ! Mais, HOTTINGER et SCHAUB ne voient qu'une zone unique à Nummulites laevigatus, dans le Lutétien parisien ! Cette ignorance est incompréhensible !

2° Sur la base de la répartition stratigraphique des Foraminifères planctoniques, le «stratotype sûr et original» du «Biarritzien» (voir HOTTINGER et SCHAUB (1960., p. 467.)) — les rochers de Peyreblanque, de la Gourèpe et les couches de Handia — et encore plus le «stratotype réduit» — le «rocher de Peyreblanque» — (l.c., p. 616.) — appartiennent au Lutétien inférieur. La présence de *Globigerapsis higginsi* (BOLLI), dans les marnes de Handia, le prouve bien. Ce bon marqueur se présente également dans le stratotype du Bruxellien (sablière de Dieghem), qui correspond au Lutétien inférieur à *Nummulites laevigatus* (BRUG.) du Bassin de Paris.

3° La réduction du «stratotype» du «Biarritzien» par ses créateurs, HOTTINGER et SCHAUB [voir HOTTINGER, LEHMANN et SCHAUB (1964, p. 616.)], contredit à leurs propres principes stratigraphiques. Parce que, p. ex. dans le cas du «Paléocène», ils se prononcent que cette unité stratigraphique doit conserver ses stratotypes originaux ! Et alors, le «stratotype» original du «Biarritzien» renfermait aussi la Gourèpe et la série de la Falaise de Handia, et peut-être même le Gisement de la Villa Marbella, tandis que le «deuxième stratotype» ne conserve plus que le «rocher de Peyreblanque» !

4° Comme MANGIN (1961), l'avait montré avec justesse, la région du diapyr, entre Ilbarritz et Biarritz — où les couches éocènes reposent transgressivement — ne convient pas du tout pour y établir un stratotype valable. Parce que l'on n'y peut fixer les limites inférieure et supérieure d'un «Biarritzien» éventuel, par rapport aux étages sous-jacent et sus-jacent.

5° Ainsi, le «nouveau stratotype» du «Biarritzien» est la claire preuve de la négligence de HOTTINGER et SCHAUB.

En réalité, le substratum de Peyreblanque — le noyau du diapyr — est composé de formations mésozoïques. Sur ces formations gisent transgressivement les couches à Nummulites des rochers sud et nord de Peyreblanque et de quelques petites rochelles.

C'est l'air qui contourne ces rochers isolés et les méchantes vagues de l'Océan atlantique les attaquent sans cesse. Ces minuscules objets de nature ne pourraient être considérés sérieusement comme un stratotype réel ni du point de vue pratique ni de principe.

6° La Falaise de Handia n'est pas un «horizon de remaniement», comme HOTTINGER et SCHAUB [voir HOTTINGER, LEHMANN et SCHAUB (1964, p. 616.)] le pensent à tort.

C'est sûr, dans la série, atteignant environ 100 m en épaisseur, il y a de bancs conglomératiques à remaniements.

Or, on doit chercher les faunes autochtones dans les couches déposées dans des conditions moins troublées, et non dans les bancs conglomératiques.

7° L'opinion de HOTTINGER et SCHAUB (1960, p. 467.) est aussi erronée sur l'état remanié des grands Foraminifères. Les fragments roulés n'indiquent toujours de remaniements. Ils se présentent fréquents sur les plages mouvementées et dans les biostromes. HOTTINGER et SCHAUB auraient pu observer les fragments roulés de Mollusques contemporains sur les plages actuelles, juste à Biarritz!

D'ailleurs, dans l'un des affleurements «biarritziens» — dans les sables à Mollusques de Bois-Gouët — les fragments d'*Alveolina elongata* D'ORB. — arrondis en petits cailloux — se présentent très fréquents. Comme-ça, à Bois-Gouët il y aurait aussi un «horizon de remaniement»? Ou devrions-nous, peut-être, y introduire un «nouvel étage»?

8° HOTTINGER et SCHAUB (1960, p. 467.) se trompent également, quand ils supposent au moins un «horizon de transgression» entre Peyreblanque et le Gisement de la Villa Marbella. On ne doit pas confondre la «position transgressive» et la transgression réelle, c'est-à-dire la première phase d'un cycle sédimentaire.

Dans la coupe, entre Ilbarritz et Biarritz, il s'agit d'un haut-fond, formé par un ancien diapyr, et pas d'un bord de bassin et ainsi pas d'une véritable transgression.

9° HOTTINGER et SCHAUB ne présentent que des zonations imaginaires de quelques groupes de grands Foraminifères. Ils n'ont jamais prouvé ces zonations dans une seule coupe. Mais, ils compilaient leurs «zones» dans des différents affleurements isolés et stratigraphiquement incomplets. En général, leurs «marqueurs» ne se présentent pas dans les successions indiquées, dans les coupes étudiées.

10° HOTTINGER (1962) ne mentionnent pas du tout les espèces d'Alvéolines «marqueurs», dans les deux affleurements les plus importants du «Biarritzien», c'est-à-dire, dans le «stratotype» entre Ilbarritz et Biarritz et dans les couches de Roncà.

11° HOTTINGER et SCHAUB [voir HOTTINGER, LEHMANN et SCHAUB (1964, p. 616.)] emploient à tort le terme de «Lédien» pour les marnes de la Côte des Basques, dépassant 800 m. en épaisseur. En réalité, ces marnes correspondent à la zone à Globigerinita echinata, à une zone encore à établir, à la zone à Globigerapsis semiinvoluta et à la zone à Globorotalia cocoaensis.

GLIBERT (1938) a déjà montré, que le Wemmelien correspond, par ses Mollusques, plutôt au Lutétien supérieur parisien et non à l'Auversien s. s.

L'étude de la sédimentation, des Foraminifères benthoniques et des Ostracodes a conduit POMEROL (1965) de corréler le stratotype du Lédien et le Lutétien supérieur marin du Bassin de Paris.

Dans le stratotype du Lédien (Steenberg à Bambrugge), j'ai reconnu *Globigerinita echinata* (BOLLI, LOEBL. et TAPP.), *Truncorotaloides rohri* BRÖNN. et BERM., *Tr. topilensis* (CUSHM.) et d'autres Foraminifères planctoniques, qui ne se présentent plus dans la zone à Globigerapsis semiinvoluta.

Cette observation confirme définitevement l'opinion de POMEROL sur la position stratigraphique du Lédien s. s.

12° Les observations sur le terrains et les interprétations tectoniques de HOTTINGER et SCHAUB sont bien souvent erronées.

13° HOTTINGER et SCHAUB n'étudient pas les populations des espèces avec des méthodes statistiques justes. A la plupart, ils présentent des variétés extrêmes comme types d'espèces. Pour *Nummulites laevigatus* (BRUG.), BLONDEAU (1966) l'avait bien prouvé.

HOTTINGER et SCHAUB créent des «nouvelles espèces», quand la présence d'une espèce ne convient pas à leurs zonations imaginées.

14° Les connaissances paléozoogéographiques de HOTTINGER et SCHAUB ne sont elles justes non plus. Ils insèrent, p. ex., les Ammonites dans le plancton ! ! ! (Voir HOTTINGER, LEHMANN et SCHAUB (1964, p. 612.).)

15° Le style et les expressions de HOTTINGER et SCHAUB ne correspondent pas au niveau exigé, dans les publications scientifiques.

16° L'introduction du «Biarritzien», comme celle de l'«Ilerdien» [(voir SZŐTS (1966)] ne causaient que de confusions, de perte de temps, de discussions et de dépense d'argent inutiles !

Au lieu d'arracher — avec «ardeur» — des lauriers scientifiques éphémères, nous devrions relancer les recherches biostratigraphiques, sans fantaisies et sans idées «préfabriquées».

L'histoire du «Biarritzien» prouve aussi clairement, comment il est nécessaire et urgent à réviser à fond et avec des méthodes complexes les stratotypes des «étages classiques» et étudier également les séries pélagiques

Tableau 1

Tableau comparatif pour expliquer les positions stratigraphiques des différents «stratotypes» du «Biarritzien»

<table>
<tr><th rowspan="2">Hottinger et Schaub 1960</th><th rowspan="2">Hottinger et Schaub 1964</th><th colspan="2">Boussac 1911</th><th colspan="3">Szőts 1966</th></tr>
<tr><th>«Étages classiques»</th><th>Formations</th><th>Zones de Foraminifères planctoniques</th><th colspan="2">Étages classiques</th></tr>
<tr><td rowspan="3">Non désigné</td><td>«Ludien»</td><td>«Ludien»</td><td>Couches de la Perspective
Miramar
Marnes bleues de l'ancien
Établissement des Bains</td><td>Globorotalia cocoaensis</td><td colspan="2">Ludien
Marinésien — Priabonien = Bartonien s. l.</td></tr>
<tr><td rowspan="2">«Lédien»</td><td rowspan="2">«Priabonien»</td><td rowspan="2">Marnes à Turbinolia calcar
Marnes à Pentacrines</td><td rowspan="2">Globigerapsis semiinvoluta</td><td colspan="2">Bel-
Auversien s. s. — cam-pien</td></tr>
<tr><td rowspan="2">«Lédien» ou
«Biarritzien supérieur»</td><td rowspan="2">«Auversien»</td><td rowspan="2">Gisement de la Villa Marbella
Falaise (Gourèpe)
de Handia</td><td>À établir</td><td colspan="2">Calcaire grossier supérieur saumâtre</td></tr>
<tr><td rowspan="2">«Horizon de remaniement»</td><td rowspan="2">Globigerinita echinata</td><td>Lédien s. s. — Cal-</td><td rowspan="3">Lutétien</td><td>supérieur</td></tr>
<tr><td rowspan="3">«Biarritzien»</td><td rowspan="3">«Lutétien supérieur»</td><td rowspan="3">Peyre-que-bève
Peyreblanque</td><td rowspan="2">Globigerapsis higginsi</td><td>caire grossier moyen
Calcaire grossier inférieur</td><td>inférieur</td></tr>
<tr><td>?</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td>«Biarritzien»</td><td colspan="2"></td><td rowspan="2">Globorotalia bullbrooki et Globorotalia aragonensis</td><td colspan="2" rowspan="2">Panisélien
Cuisien — Yprésien</td></tr>
<tr><td>Lacune</td><td>Lacune</td><td colspan="2">Lacune</td></tr>
<tr><td colspan="4"></td><td>Globorotalia caucasica</td><td colspan="2">Sparnacien =</td></tr>
<tr><td colspan="4"></td><td>Globorotalia subbotinae</td><td colspan="2">Londinien s. s.</td></tr>
</table>

complètes des grands bassins mésogéens, pour pouvoir établir une biostratigraphie plus valable que celle d'aujourd'hui (voir SZŐTS: intervention in: MANGIN (1965.)).

LITTÉRATURE

ABRARD, R.: Faune des sables de Chars, de Cresnes, de Marines et du Ruel. — Bull. Soc. Géol. France. 4e, **XXV,** 15—32, 1925.

BLONDEAU, A.: Étude biométrique et statistique de Nummulites laevigatus Bruguière dans les Bassins de Paris et du Hampshire. Implications stratigraphiques. — Bull. Soc. Géol. France. 7e, **VII,** 268—272, 1966. Pl. IV.

BLONDEAU, A.—CAVELIER, L.—FEUGUEUR, L.—POMEROL, C.: Stratigraphie du Paléogène du bassin de Paris en relation avec les bassins avoisinants. — Bull. Soc. Géol. France. 7e, **VII,** 200—221, 1966.

BOUSSAC, J.: Étude paléontologique et stratigraphique du Nummulitique de Biarritz. — Ann. Hébert. **V,** 1—96, 1911. Pl. I à XXV.

BOUSSAC, J.: Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. — Mém. Expl. Carte géol. France. **I—XXX.** et 1—662, 1912.

CAVELIER, L.—LE CALVEZ, Y.: Présence d'Arenagula kerfornei (Allix), espèce «biarritzienne», à la partie terminale du Lutétien supérieur de Foulangues (Oise). — Bull. Soc. Géol. France. 7e, **VII,** 284—286, 1966.

CURRY, D.: Sur la découvert de Nummulites variolarius dans le Lutétien du bassin de Paris. — C. R. Soc. Géol. France. 247—248, 1961.

GLIBERT, M.: Faune malacologique du Wemmelien. — Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg. No **53,** 1—215, 1938. Pl. 1 à XI.

HOTTINGER, L.: Recherches sur les Alvéolines paléocènes et éocènes — Mém. Suisse Pal. **75/76.,** 1—243, 1962, Pl. 1 a 18.

HOTTINGER, L.—LEHMANN, R.—SCHAUB, H.: Données actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique méditerranéen. Colloque sur le Paléogène. Bordeaux, 1962. — Mém. Bur. Rech. Géol. et Min. No **28,** 611—652, 1964.

HOTTINGER, L.—SCHAUB, H.: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. — Ecl. geol. Helv. **53,** 453—479, 1960.

MANGIN, J.-P.: Remarques sur la notion d'étages à propos de l'«Ilérdien» et du «Biarritzien». — C. R. Soc. Géol. France. 212—213, 1961.

MANGIN, J.-P.: La nomenclature stratigraphique et les étages du Paléogène. — C. R. Soc. Géol. France. 169—172, 1965.

MORET, L.: Sur la classification du Nummulitique des chaînes subalpines de Savoie. — C. R. Soc. Géol. France. 49—52, 1925.

POMEROL, C.: Les sables de l'Éocène supérieur (étages Lédien et Bartonien) des bassins de Paris et de Bruxelles. — Mém. Expl. Carte géol. France. 1—216, 1965. Pl. I à VI., Tab. I à III.

SZŐTS, E.: L'Éocène (Paléogène) de la Hongrie. — Geol. Hung., Ser. Geol., **9,** 1—320, 1956. Pl. I à XXII., Tab. I à III.

SZŐTS, E.: Remarques critiques sur l'«Ilérdien» et sur le «Biarritzien», nouveaux étages introduits par L. Hottinger et H. Schaub (1960). — C. R. Soc. Géol. France. 24—25, 1961.

SZŐTS, E.: Esquisse stratigraphique du Lutétien du Sud-Ouest du Bassin aquitain (Bassin de l'Adour, Fossé aturien, les environs de Biarritz, Bas-Adour, Béarn). Colloque sur le Paléogène. Bordeaux, 1962. — Mém. Bur. Rech. Géol. et Min. No **28,** 401—406, 1964.

SZŐTS, E.: Note critique sur la position stratigraphique des «Calcaires de Blaye». — C. R. Soc. Géol. France. 19—20, 1965.

SZŐTS, E.: Sur la limite entre la partie inférieure («Paléocène») et la partie moyenne («Éocène») du Paléogène. — Bull. Soc. Géol. France. 7e, **VII,** 773—776, 1966.

ON THE HISTORY OF THE "BIARRITZIAN"

By

E. Szőts

Abstract

The author discusses HOTTINGER's and SCHAUB's erroneous observations, contradictions, and lack of evidence that misled these workers to the establishment of a needless stratigraphic stage — the "Biarritzian".

Relying on his study of the geological section of Ilbarritz—Biarritz, the author demonstrates that the "firm stratotypes of the Biarritzian" shown there by HOTTINGER and SCHAUB belong to the zone of Globigerapsis higginsi which can be identified with the stratotype of the Bruxellian, i.e. with the Lower Lutetian.

The author has distinguished three zones in the Lutetian of Aquitania which are based on planktonic Foraminifera. They succeed each other in the following order (upwards) : zone of Globigerapsis higginsi, zone of Globigerinita echinata, and a zone not yet characterized by an index fossil. A more precise characterization of the latter requires a comparative study of the planktonic foraminifers of the stratotypes of the classic stages, of Aquitania, and of the Caucasian zones.

ОБ ИСТОРИИ ТЕРМИНА «BIARRITZIEN»

Э. СЁЧ

Резюме

Автором рассматриваются ошибочные наблюдения, противоречия и недостаток данных, приведшие Готтингера и Шауба к лишнему установлению термина «Biarritzien».

На основании изучения разреза Илбарритз—Биарритз он доказывают, что выделенные там Готтингером и Шаубом «надежные стратотипы биарритзского яруса» относятся к зоне с Globigerapsis higginsi, сопоставляемой со стратотипом «Bruxellien», следовательно, с нижнелютетским подъярусом.

В лютетском ярусе Аквитании автором выделяются три зоны по планктонным фораминиферам (в порядке снизу вверх): зона с Globigerapsis higginsi, зона с Globigerinita echinata и одна еще подлежащая палеонтологическому изучению зона. Для более дробной характеристики и уточнения последней зоны необходимо сравнительное изучение планктонных фораминифер стратотипов классических ярусов Аквитании и выделенных на Кавказе зон.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (1—3), pp. 307—321 (1967)

RELATIONSHIP BETWEEN SLOPE GEOMORPHOLOGY AND QUATERNARY SLOPE SEDIMENTATION

By

M. PÉCSI

INSTITUTE OF GEOGRAPHY OF THE HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, BUDAPEST

According to the viewpoint to be set forth here, slope evolution and the existing types of slope are the results of the joint dynamism of the tectonic, structural-morphological and lithological features of the relief and of the climatomorphologic processes acting perennially on a given region of the surface.

Slope evolution is a periodic process owing to the variation in space and time of the intensities of slope-forming factors.

The destructive processes of denudation and linear incision repeatedly alternated with each other and also with the phases of deposition. In the periods of relative quiet, interrupting the dynamic evolution of the slope, soil formation was dominant.

The types of slope deposit suggest furthermore that besides the phases and oscillations affecting the intensity of the slope-forming exogenic processes, a seasonal variation can also be recognized.

The thick succession of Pleistocene deposits covering the slopes of the mountains, hills and hummocks of the Middle Danube Basin comprises an alternation of stratified and unstratified colluvial-deluvial slope deposits, eolian loesses, sands, proluvial-alluvial waste and buried fossil soil.

In the course of the changes of the slope profiles, the intensity as well as the place of destruction and deposition had severally and gradually shifted. Fairly often, only a fraction of the deposits of the Pleistocene, or indeed, of the last glacial phase can be identified in the individual exposures of the slopes.

Evaluation of the deposits in numerous exposures on the slopes leads to the finding that no one of the exposures or slope sections represents a full sequence of events of Pleistocene slope evolution, although some sections of the successions may be genetically similar and may represent the same sequence of events in different exposures.

Deposition on the slopes took place largely in the glacial phase and only to a lesser extent in the interglacial-interstadial phases. The latter were in the first place periods of rest and soil formation, locally with alluvial-proluvial deposition complementary to linear dissection of the lower portions of the slopes.

The lithologically homologous successions of sediments constitute various slope sediment complexes, dominated by clay, scree or loess. Depending on their origin and on the relief, these complexes may occur isolated, side by side, but also in vertical succession.

The foundations of the study presented here were laid on the recognition that the development of the individual facies of slope deposits was to a substantial extent controlled by relief features. The converse also holds, as the quality and quantity of the slope deposits which had formed or were in the course of formation on the surface substantially affected in their turn the mode and tempo of the further advances of slope evolution and the dynamism of relief sculpture in general.

I. Factors affecting slope evolution

The role played in the control of continental sedimentary facies by landscape forms and their elements — the slopes — has not so far been accorded proper attention. Deposition of continental sediments begins at certain critical values of the velocity of the transporting medium. Now, the velocity of the medium is influenced to a considerable extent, in some cases exclusively, by the relief, *i.e.* by the distribution of slopes. The slopes constituting the relief are in a perpetual change under the influence of the exogenic and endogenic forces acting upon them; it is by the intermediary of slope evolution that these forces exert their influence upon sedimentation. This is particularly true of the relationships governing the areal distribution of slope deposits and of the dependence of their types on the consistency of the slopes.

Large-scale level differences, the first-order structural-morphological units of the terrestrial surface and also the general evolution of slopes, are due to crustal movements, highly differentiated in time as well as in space. The distribution of perennial slope types in the various regions of the terrestrial surface is not, however, determined in the first place by the rhythm and intensity of crustal movements, as was erroneously believed by W. PENCK (1953). Nor are the processes of slope evolution and the types of slope formed by them the sequels of certain stages of the "normal cycle of erosion", as proposed by adherents of DAVIS' cycle theory (1932).

According to the viewpoint to be set forth here, *slope evolution and the existing types of slope are the results of the joint dynamism of the tectonic, structural-morphological and lithological conditions of the relief and of the climato-morphologic processes acting perennially on a given region of the surface.*

The factors controlling slope evolution in the last geological period have been analysed in detail by the author (PÉCSI, 1962—66). He arrived at the conclusion that the influence of these factors upon slope evolution during the Pleistocene in the Hungarian region and in the rest of non-glaciated Europe can be summed up as follows:

1. Slope evolution is a periodic process owing to the variation in space and time of the intensities of slope-forming factors. The climatic conditions repeatedly changed during the Pleistocene; at the same time, well-differentiated crustal movements also took place.

2. The destructive processes of denudation and linear incision repeatedly alternated with each other and also with the phases of deposition. In the periods of relative quiet, interrupting the dynamic evolution of the slope, soil formation was dominant.

3. Even during the longer, *e.g.* glacial phases of slope evolution, the efficiency of the slope-forming factors was not the same throughout. The repeated changes in the structure and lithology of the slope deposits formed

within such a single phase prove that even the seemingly uniform longer phases were composed of shorter subphases. These oscillations within the individual glacial phases were mostly due to various types of interaction of Atlantic and continental climatic elements.

4. The types of slope deposit* suggest furthermore that besides the phases and oscillations affecting the intensity of the slope-forming exogenic processes, a seasonal variation can also be recognized; slope sculpture by processes of derasion,** eolian and linear erosion within the various phases (glacial, interglacial) and subphases (anaglacial, cataglacial) exhibits further differences in mode and intensity according to the change of the seasons, to the combination and dominance, respectively, of the climatic elements involved.

5. The present size and position of the slopes in the mountains, hills and hummocky regions of Hungary were determined on the one hand by the positive crustal movements of the Pleistocene, and on the other, by intense erosional valley incision simultaneous with and subsequent to the crustal movements particularly concentrated in the interglacial phases. The dissection during the Pleistocene into valleys and almost periclinal divides of the gentle late Pliocene relief thus took place in several distinct phases.

6. During the glacial phases, these slopes, which occupied an ever-increasing proportion of the landscape, were dominated by derasional-cryoplanational destruction on the one hand and by the formation of deluvial and colluvial slope deposits on the other. The smoothing effect of these processes was enhanced by eolian accumulation during the episodes of cold and dry steppe climate.

7. Finally, differences in the deposits underlying the slopes, in slope angle, and exposure, in the local bio-geographical, morphological and microclimatical factors — in short, *spatial differences* — also resulted in differences of the efficiency, and of the qualitative and quantitative effects, of the slope-forming processes.

II. Pediments, pediment slopes and their Pleistocene sedimentary cover

The more characteristic types of relief have been examined in their connexions with slope evolution and slope-deposit formation during the Quaternary. In the present paper, discussion will be restricted to the pediments and pediment slopes of the mountains and hills of Hungary.

In the pediment zones of Hungarian mountains, a peculiar and clear-cut succession of Quaternaty continental deposits came to exist. (These are

* The interpretation of Quaternary slope evolution was founded by the present author, besides geomorphological analysis, upon a detailed comparative and analytical study and microstratigraphy of the origin, types and spatial relations of Quaternary deposits.

** This is a comprehensive term for the processes of gravity, slumping and cryogenic, slopewash and other mass-movement processes.

underlain in some instances by vestiges of Pliocene continental deposits.) The types of valley incised by running water, those broadened by derasional processes of destruction and the typical derasional valleys* are very frequent forms on the gentle, oblique slopes of the pediments around the mountains and hills. Besides dissecting, during the Pleistocene, the Upper Pliocene pediment surfaces surrounding the mountains of Hungary into a series of parallel divides, these processes also sculpted lowerlying Pleistocene pediments (PÉCSI, 1964, 1966).

1. *The divides separating the valleys of the pediments* are partly broad, gently sloping oblique planes, partly narrower, longitudinal ridges with rounded tops, both vestiges of an ancient uniform pediment surface.

The pediments were formed under a semiarid climate, by small watercourses heavily laden with waste, in that zone of the foreland of the mountains where watercourses suddenly emerged into the plains. Incapable to carry further the waste brought from the mountains, the waters flatly spread and gradually reworked it in a series of lateral displacements. The watercourses were more or less parallel to each other in the foreland zone; their confluents were situated somewhat farther away from the mountains. The removal of the deposits resulted in a truncation of the surface (pedimentation). The proluvial waste covering the surface, frequently fanglomeratic and the vast alluvial blankets of the valleys emerging from the mountains are thin, ranging from about 50 centimetres to a few metres in thickness. One encounters the vestiges of these deposits on top of the pediment, elevated in several phases during the Pleistocene and dissected into interfluvial divides. They are, however, overlain near the mountain front by coarse block and scree facies of minor volume, due to cryofraction and solifluction (Fig. 1).

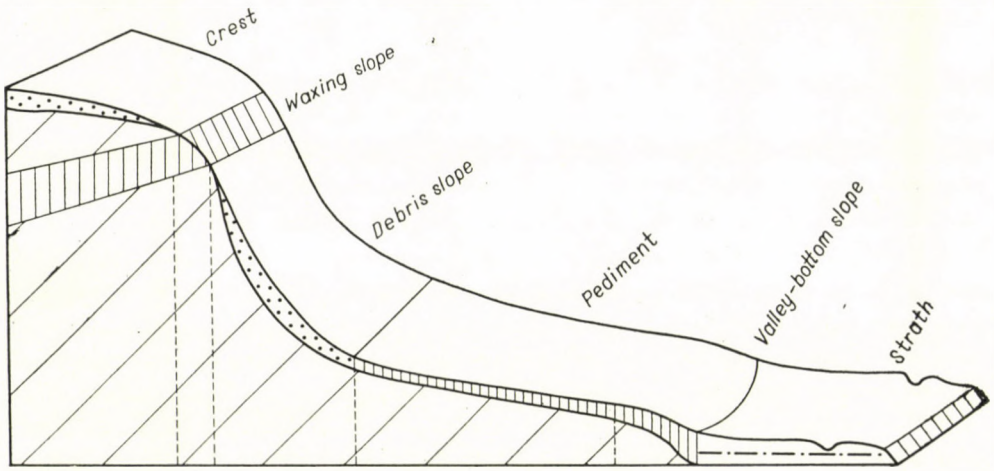
The watercourses roaming about on the pediment sometimes left their once-deposited sediments for long spans of time; the sudden changes of climate resulted in weathering and soil formation on top of the deposited waste. The blanket of soil or weathering products thus developed may then have been covered in its turn by a further layer of proluvial waste. The succession of clayey weathering products and waste then possibly underwent solifluction and was redeposited downslope in one or another of the subsequent glacial phases being intimately mixed in the process. The result was furthermore locally covered by eolian material.

These processes were, particularly in the lower-lying parts of the pediment slopes, frequently repeated in the course of the alternating glacial and interglacial phases. Such a succession of events could produce a very colourful, variegated succession of strata (Fig. 2).

* By derasional valleys we mean dry valleys of various lengths of plate, basin or half-cylindrical section, whose sculpture was due principially to processes of downslope mass-movement and slopewash.

In the places, where the pediment surface was dissected into long narrow ridges, the Quaternary deposits are, however, quite thin, except where they are in a situation of morphological inversion (Fig. 2b).

2. *The erosional and derasional valleys of the pediments* carry yet another type of sedimentary facies. The parallel valleys dissecting the pediment are the results of alternating linear incision by erosion, and areal destruction and



Comminution weathering slow displacement of debris	Fall	Slide	Torrents slopewash	Fluvial derasional	Fluvial
Eluvium + Solifluxium	Bare rock	Collapsium Colluvium Delapsium	Proluvium Deluvium Gelosoli-fluxium		Alluvium
tall convex slope	Steep, oblique	Broken slope	Waning slope concave, gentle, oblique	normal slope	strath, valley-bottom slope

Fig. 1. Fundamental types of slope deposits on pediment sculpted by alternating denudation

deposition by derasion. In the course of these events, the sediments covering the interfluvial ridges were redeposited via the valley flanks into the lower sections and bottoms of the derasional valleys by processes of slopewash, solifluction, or other processes of mass movement, to form layered successions of slope deposits. These soliflucta and deluvia are correlate deposits of the destruction of the pediment (PÉCSI, 1964).

The minor erosional valleys which traversed the pediment zone did not, during most of the glacial phases, carry a perennial watercourse or the volume

of water necessary to remove the sediment deposited on the valley bottom (erosional-derasional type of valley). In this type of valley, the slope deposits reach down beneath the strath of the actual erosional valley, interfingering there with fluvial sediment.

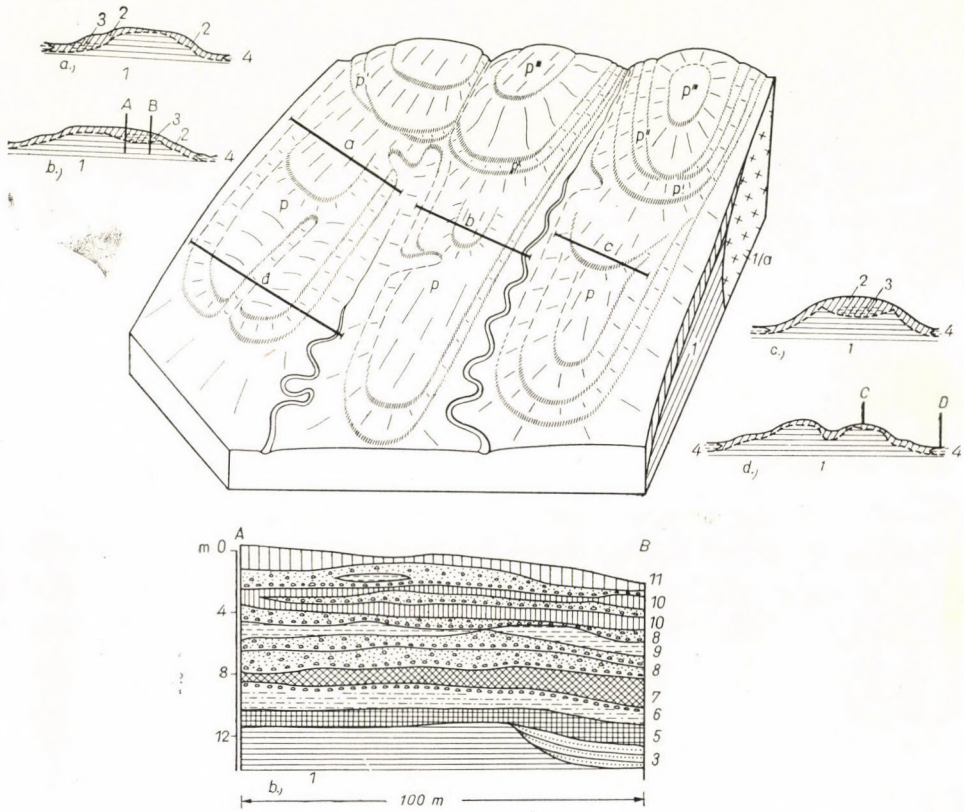


Fig. 2. Principal types of slope deposits of dissected pediments
P′ — P″ — P‴ — remnants of earlier pediment surfaces
P — Dissected Upper Pliocene-Pleistocene pediment
1/a — Late Tertiary volcanics
1 — Upper Pannonian-Pliocene sand, sandy clay with lignite seams
2 — Pleistocene slope-deposit blanket in general
3 — Proluvial gravely-sandy deposits on top of pediment
4 — Alluvia in general in valleys dissecting pediment
5 — Fossil red soil (Upper Pliocene — Early Pleistocene)
6 — Intensely weathered proluvia rich in sand and debris
7 — Red-brownish clay, alteration products
8 — Proluvia rich in sand, gravel and local debris
9 — Loamy-adobey weathering products
10 — Grey plastic clay with lenticular intercalations of proluvium (in places with traces of periglacial cryogenetic phenomena)
11 — dark brown or black erubase soil
C—D — see Figs 4, 5.

Periodical deposition, brought about by an alternation of diverse processes, resulted in a variegated succession of sediments, some of which constitute regular sedimentary cycles. In places where the late Pleistocene series rests upon a hard rock liable of cryofraction, its basal member tends to be a coarse detritus, not only on the flanks of the derasional valleys but everywhere on the mountain slopes (Fig. 3). However, the sedimentary facies exhibit rather rapid changes also in the horizontal sense, growing finer down-

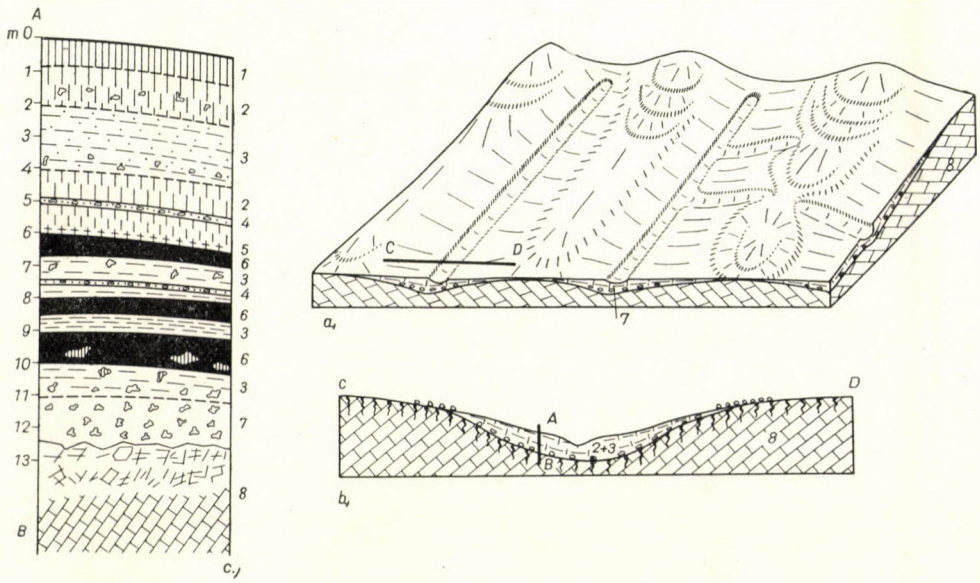


Fig. 3. Pediment on dolomite, dissected by derasional valleys. 1 — Chernozem; 2 — Loess with dolomite debris; 3 — Rhythmically stratified sandy loess; 4 — Denudation surface indicated by dolomite debris in loess; 5 — Loess with numerous charcoal fragments; 6 — Fossil chernozem-type soil, partially reworked; 7 — Dolomitic scree; 8 — Dolomite, intensely altered and comminuted nearrits top

slope as the distance from the interfluvial ridge increases. The layers of rock debris wedge out and disappear; sand, silt and clay in turn dominate the sediment. In the case of short, steep slopes and over some bases of peculiar lithology, however, the slope deposit complex of a dozen metres' thickness consists of a rhythmic alternation of scree of almost unvaried grain size distribution (Fig. 4). Such a situation may result from cryonival comminution and accumulation on slopes of a constant exposure.

On the other hand, over the clayey substrata of the flanks of the valleys dissecting the pediment, or over the fossil clayey brown earths which developed on top of the scree, rock blocks of various size may have moved into consider-

able distances from their places of origin. Under such conditions, a series of loess, clay and loam, intermingled with soil and detritus, was often formed. The layers of fossil soil and clayey products of weathering occurring in the slope-deposit complexes close to the mountains are usually mixed with coarse detritus, proving the alternation of soil-forming phases with phases of cryofraction and solifluction.

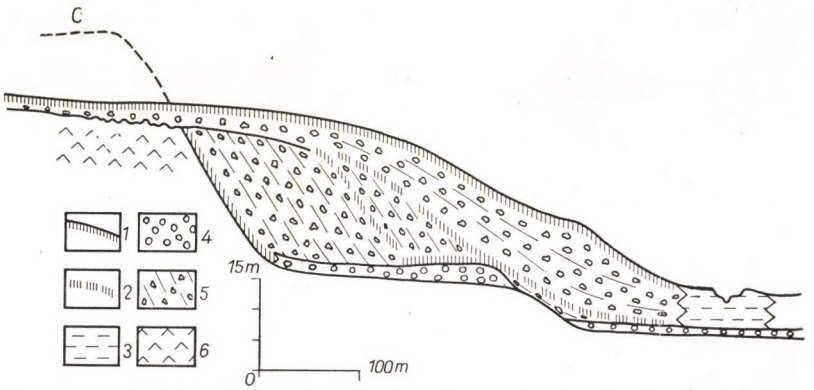


Fig. 4. Obliquely stratified syngenetic deposits of the denudation of a pediment
1 — Recent soil; 2 — Buried fossil soils in layers and rags; 3 — Alluvia in general; 4 — Fluvial sand; 5 — Certain types of stratified slope deposits (grès litée); 6 — Volcanic tuff

Over the varied substrata of the relief elements examined — diverse types of valley and pediments — the periodic changes of climatic and orographic conditions resulted into many types of slope-deposit successions and facies that they are impossible to classify except in the broadest outlines. In order to facilitate insight into the results and to further future work, the author deemed it best to sum up the results of his investigations in a table provided with the necessary explanations (Table 1).

III. Periodic-polygenetic slope evolution

1. The thick succession of Pleistocene deposits covering the slopes of the mountains, hills and hummocks of the Middle Danube Basin comprises an alternation of stratified and unstratified colluvial-deluvial slope deposits, eolian loesses, sands, proluvial-alluvial waste and buried fossil soil. The thickness of the packs of layers of various compositions and origins is 1 to 3 m on an average and does not exceed 5 m. The exposures exhibit moreover traces of erosional unconformities at several levels.

The exposures of slope deposits are subdivided at several levels by vestiges of buried derasional valleys, filled with slopewash soils, semipedolites or slope loess. Duplication of buried soil horizons is quite frequent in the buried derasional valleys.

The phases of derasional valley scooping and the phases of accumulation that filled the valleys alternated 4 or 5 times even within a single phase of glaciation. Indeed, within the late Würm, two marked phases of scooping and two of filling can be established. Furthermore, the beginning of the post-

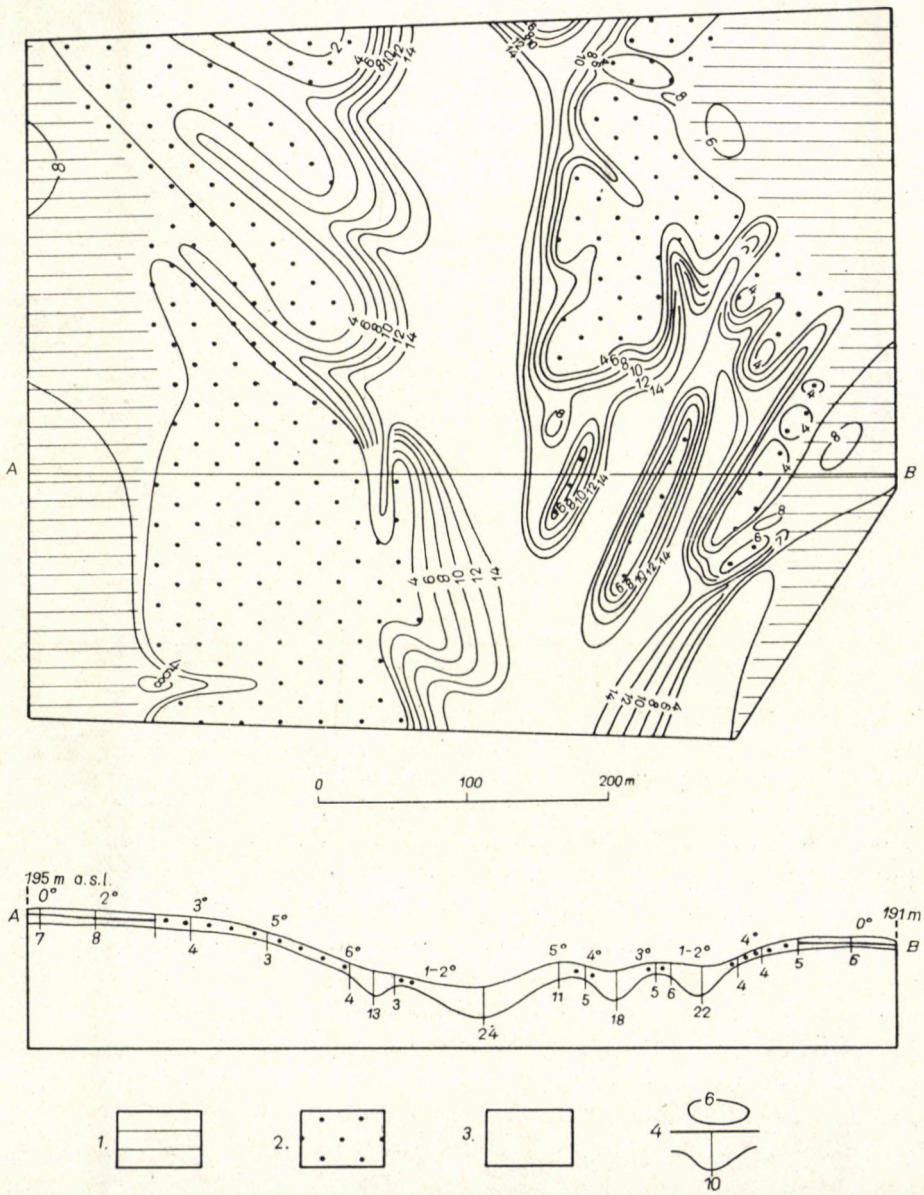


Fig. 5. Dells (derasoinal valleys) filled with slopewash soils (semipedolites). After M. KAISER. 1 — Undisturbed chernozem profile; 2 — Truncated chernozem profile; 3 — Chernozem slopewash soil; 4 — Thickness of humus in tens of centimetres

glacial time is marked by a phase of intense scooping that resulted in a profound dissection of the slopes in the hill regions of Hungary. The valleys thus formed are but very slowly being filled up in Recent times, but their bottoms are covered with a thick layer of semipedolites or repeated layers of buried soil. This suggests that actually it is, in the first place, the tilled soil that is destroyed and reworked into slopewash soil, which, intermixed with other types of raw sediment, constitutes diverse varieties of semipedolites (Fig. 5).

2. In the course of the changes of the slope profiles, the intensity as well as the place of destruction and deposition had severally and gradually shifted. Fairly often, only a fraction of the deposits of the Pleistocene, or indeed, of the last glacial phase can be identified in the individual exposures of the slopes (Fig. 6).

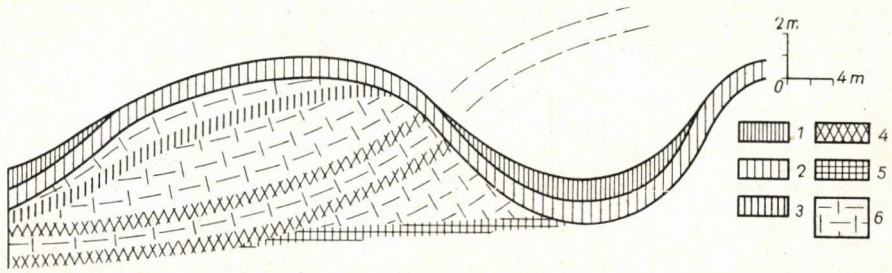


Fig. 6. Morphology, climatic conditions and slope deposits. 1 — Slopewash soils accumulated in derasional valleys; 2 — Steppe type soils; 3 — Fossil chernozem-brown forest soil; 4 — Brown forest soil with clay illuvions; 5 — Red clayey soil; 6 — Brownish yellow loess loam, a slope deposit

The repeated reworking of slope deposits in the course of slope evolution locally produced inverse and "oblique" stratigraphic successions at the valley bottoms and in concave slope sections (Fig. 4).

Evaluation of the deposits in numerous exposures on the slopes leads to the finding that no one of the exposures or slope sections represents a full sequence of events of Pleistocene slope evolution, although some sections of the successions may be genetically similar and may represent the same sequence of events in different exposures. This is why the author deemed it useful to summarize the repeatedly encountered typical successions of deposits and other events in a generalized schematic profile reflecting the main trends of palaeogeographical evolution, in order to reconstruct the history of Upper Pleistocene slope sculpture (Fig. 7).

The method employed by the author requires the detailed examination of sufficiently disclosed profiles for reconstructing slope evolution and the formation of slope deposits. However, most of the profiles found suitable for the purpose do not include deposits older than Upper Pleistocene. The slope surfaces and slope deposits of the Riss are hidden in the majority of

cases beneath a thick cover of Würm deposits. Wherever the Riss deposits and relief forms could be established, they were found to have been profoundly eroded and re-sculpted, respectively, during the period of intense erosion in the last interglacial and partly even during the last glacial. As regards slope

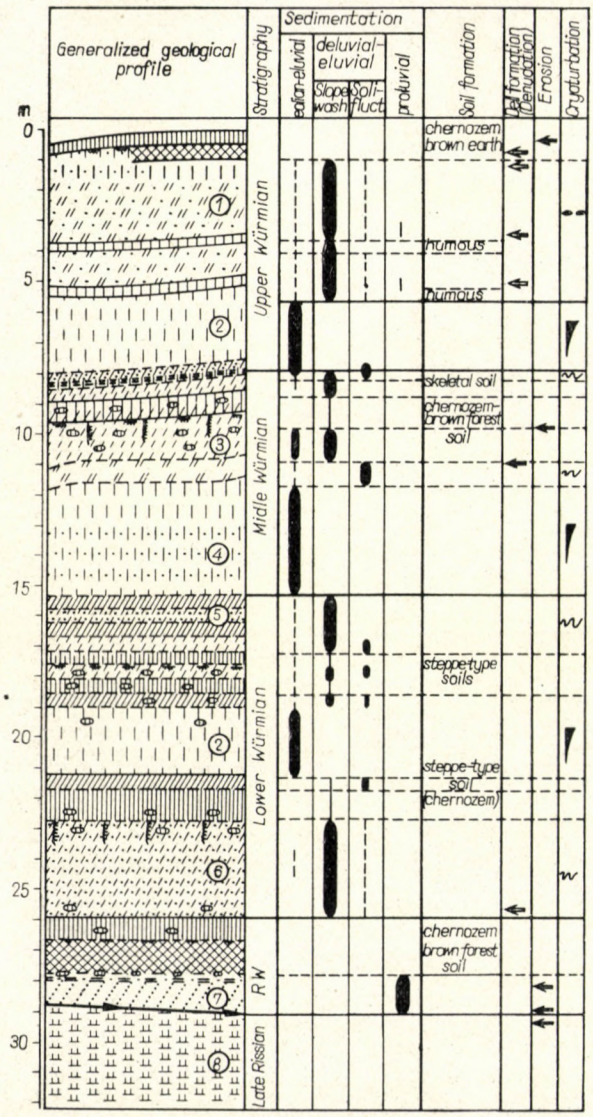


Fig. 7. Generalized profile showing the division of Upper Pleistocene slope deposits ⇒ — areal denudation, phases of derasional valley scooping; ➡ — linear dissection, phase of erosional valley sculpture; ⩙ — processes of solifluction; ▼ — probable episodes of frost-wedge and frost-crack formation 1 — Sandy slope loess, loamy in places; 2 — Loess; 3 — Slope loess; 4 — Sandy loess; 5 — Semipedolite; 6 — Sandy slope loess; 7 — Proluvial sand; 8 — Old loess

evolution during the long Riss glacial, data are scarce, but the events in the last glacial and after can easily be reconstructed from the deposits, and this reconstruction provides some hints also on the earlier tendencies of slope evolution.

Deposition on the slopes took place largely in the glacial phase and only to a lesser extent in the interglacial-interstadial phases. The latter were in the first place periods of rest and soil formation, locally with alluvial-proluvial deposition complementary to linear dissection of the lower portions of the slopes.

3. *Series, complexes* and *facies* in slope-deposit successions. The slope deposits are composed of facies of different origin and lithology, exhibiting variations in the vertical as well as in the horizontal sense, which depend in the first place on the lithology of the area of denudation and on the nature of the transport process. *E.g.* areal processes of downslope transport, such as solifluction, pluvionivation, etc., tended to intermingle eolian loess with soil, scree, fluvial deposits, etc. Series of deposits almost homogeneous in lithology are also known, but stratification, changes in lithology and the spatial position of the packs of layers may be different also in this case and may suggest an alternation of various types of deposition. A slope deposit might have been homogenized *e.g.* by intense diagenetic alteration — *e.g.* soil formation — taking place simultaneously with its slow accumulation. This is why the recognition of the processes of transportation and of the media of deposition of the original sediment is a rather difficult business.

The lithologically homologous successions of sediments constitute various slope sediment complexes, dominated by clay, scree or loess. Depending on their origin and on the relief, these complexes may occur isolated, side by side, but also in vertical succession.*

A substantial portion of slope deposits is made up of the so-called loess complex. In exposures of the loess complex, the so-called "typical loess facies"** constitutes but a few layers rarely exceeding in volume one third of the entire complex. The loess series comprises the layers of typical loess plus the loess-like deposits which differ from them in some properties (sandy, clayey or slightly pedogenized loesses). The individual facies constituting the loess series differ not only in granulometry, mineralogical composition and fabric, but also in origin (eolian, deluvial, proluvial, etc.). Hence, in the interpretation and classification of these types it is more justified to regard as decisive the process of deposition rather than the origin of the loess fraction that served as their base material.

* Thus *e.g.* the loess complex may include subordinate volumes of fossil soil bands, sand and clay layers, etc.

** In both the lithologic and genetic sense of the word.

The loess series included in the loess complex exhibits in dependence of the conditions prevailing in the geographical environment — of the horizonal and vertical climatic zonation — also phenomena of syngenetic regional alteration. Everywhere in the border zone that is slightly richer in precipitation of the Carpathian Basin, particularly in Western Transdanubia, and similarly in the Hungarian Mountains, which strike in a northeasterly direction across the basin — also a zone of fairly abundant precipitation — one encounters the more clayey facies of the loess series (see Table 4 of PÉCSI, 1965), as opposed to the series composed of typical and sandy loess facies in the hummocky regions in the basin interior, where the climate was, and still is, drier.

In the vast floodplain regions of the Great Hungarian Plains, one encounters, the peculiar wetground, fluvial, floodplain types — the so-called hydroaeolitic facies — of the loess series.

The studies carried out so far have thus proved the loess series of the Carpathian Basin to be polygenetic in origin. It is then unjustified to restrict the term loess to the so-called "typical loess", as that sediment constitutes only some layers within the loess complex. It would be erroneous to exclude from the loess series the loess-like deposits, for one because they constitute the majority of the series, inseparably interwoven with the typical loess, but also because it is frequently impossible to draw a limit between "true loess" and loess-like deposits. The loess complex is thus to be regarded from the lithogenetical viewpoint as a continental succession of deposits, whose dominant silt fraction, accumulated by a variety of processes, underwent diagenesis in a well-defined geographical environment and which, as a result of a variety of conditions, includes quite a few diverse facies.

Profound research into these problems was made necessary among others by many-sided practical requirements. The large-scale and costly constructions and investments (dams, highways, etc.) built for the use of several generations require thorough studies also of the subsoil. The thorough knowledge of the nature and dynamism of the relief are indispensable in selecting favourable and safe sites, in tracing routes and in planning the defenses against soil destruction.

All in all, it is our considered opinion, that, in our science, one of the most important research tasks of the present and particularly of the future is and will be the many-sided morphological study of the consistency and evolution of, and the sedimentation upon, the slopes and the establishing of the geomorphological laws governing these processes. This research task, novel in its aims as well as in its methods, is to constitute the backbone of the detailed physical-geographical mapping lately initiated in this country.

REFERENCES

DAVIS, W. M.: Piedmont benchlands and the Primärrümpfe. Geol. Soc. Amer. Bull. **43,** 409, 1932.
DAVIS, W. M.: Geographical essays. Harvard, 1955.
PENCK, W.: Morphological Analysis of Land Forms. London, Macmillan and Co. 1953.
PÉCSI, M.: Pleistocene Slope-deposits and their Formation in Hungary. Földr. Ért. **11,** 19—39, 1962.
PÉCSI, M.: New Problems of the Geomorphological Research of the Hungarian Central Mountains. Földr. Ért. **13,** 1—30, 1964.
PÉCSI, M.: Ten Years of Physiogeographic Research in Hungary. Budapest, Akadémiai Kiadó, 1964. (Vol. I. of the "Studies in Geography" series).
PÉCSI, M.: Landscape Sculpture by Pleistocene Cryogenetic Processes in Hungary. Acta Geol. **10,** 398—406, 1966.
PÉCSI, M.: Genetic Classification of the Deposits Constituting the Loess Profiles of Hungary. Acta Geol. **9,** 65—84, 1965.
TRICART, J.: Géomorphologie des Régions Froides. Paris, Presses Univ. de France, 1963.

СВЯЗИ МЕЖДУ МОРФОЛОГИЕЙ СКЛОНОВ И ЧЕТВЕРТИЧНЫМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕМ НА СКЛОНАХ

М. ПЕЧИ

Резюме

На наш взгляд, ход развития склонов и существующие формы их обусловливаются тектоническими, структурно-морфологическими и литолого-морфологическими условиями рельефа и общей динамикой климатическо-морфологических процессов, действующих в течение определенного времени и определенном участке земной поверхности.

В связи с изменением во времени и пространстве интенсивности соответствующих морфогенетических процессов, развитие склонов происходит ритмично. Ибо в третичное время климатические условия изменялись несколько раз, причем происходили хорошо дифференцированные движения земной коры.

Приведшие к площадному разрушению или линейному рассечению склонов процессы повторно менялись как между собой, так и в отношении периодов осадконакопления на склонах. Что касается динамики склонов, в периоды относительного покоя на склонах преобладало образование почв.

Типы осадков склонов свидетельствуют и о том, что интенсивность экзогенных морфогенетических процессов и соотношения их изменялись не только по этапам, в том числе — фазам, но и по временам года.

В зависимости от вещественного состава, угла и экспозиции склонов формировавшие их процессы могли проявляться с большей или меньшей интенсивностью как в качественном, так и количественном отношениях, что было обусловлено местными биогеографическими, геоморфологическими и микроклиматическими различиями.

В мощной толще плейстоценового осадочного чехла, покрывающего склоны гор и холмов Средне-Дунайского бассейна, чередуются по циклам слоистые и ненаслоенные, коллювиально-делювиальные осадки, эоловые лёссы, пески, пролювиально-аллювиальные наносы и погребенные ископаемые почвы. Мощности различных по вещественному составу, т. е. генетике, пачек составляют в общем 1—3 м и никогда не превышают 5 м. В обнажениях признаки эрозионного несогласия наблюдаются также в ряде горизонтов.

В процессе изменения углов падения склонов постепенно изменялись как степень, так и места накопления и сноса. Часто наблюдается такое явление, что на некоторых обнажениях склонов можно установить лишь долю седиментации под плейстоценовыми отложениями, то есть под отложениями последнего оледенения.

При оценке толщ многочисленных обнажений склонов было установлено, что сама по себе ни одна из них, то есть ни один участок склонов, не представляет собой полную хронологию развития склона в плейстоценовое время. Хотя и в различных обнажениях некоторые толщи генетически принадлежат к одному и тому же самому типу и представлены определенной последовательностью, все же для реконструкции развития склонов в верхнеплейстоценовое время мы сочли более целесообразным обобщить много-

кратно повторяющиеся показательные толщи образовавшихся на склонах осадков и прочие явления в виде профиля, отображающего общий план палеогеографического развития рассматриваемого района.

Накопление осадков на склонах имело место преимущественно в этапы оледенения и в меньшей степени — в межледниково-межстадийные фазы. Во время этих последних, то есть в сравнительно продолжительные фазы покоя, происходило образование почв, или же на нижнем участке склонов имело место аллювиально-пролювиальное осадконакопление вследствие местного линейного рассечения поверхности склонов.

Литологически сходные осадочные серии образуют на склонах различные глинистые, осыпные или лёссовые осадочные толщи. В зависимости от условий рельефа и соответствующих процессов эти толщи встречаются в основном разобщенно, но иногда, и налегая друг на друга.

Основанием данной работы послужило выявление закономерности, что условия рельефа значительно обусловливают формирование фаций осадков на склонах. Однако, эта закономерность справедлива и наоборот, ибо некоторые толщи формирующихся или уже сформировавшихся осадков склонов, согласно своему качеству и количеству, значительно влияют на тенденцию и скорость дальнейшего хода морфогенетических процессов, то есть в общем — на динамику развития рельефа.

Genetic Types of Slope Deposits

Colluvial-deluvial sequence

Pécsi, Márton 1966

Processes			Mass movement			Formations		Geomorphological positions and relief forms	Remark
Group		Type	Cause	Release due to	frequency	Group	Sub-group type		
A) Rock-, debris fall and slide	Landslides	1. rockfall, debris-fall	gravity	earthquake, instability of slope, denudation, undercutting of steep bluffs cliffs comminution by insolation, frost and snow activity	episodic	collapsia — colluvia	1*a*. mixed scree or rock debris *b*. blocks and boulders in scree	1. at bottom of steep or overhanging slopes, in valley gorge; locally damming up valleys in form of talus mounds	Bergsturz Felssturz
		2. falling stones			episodic and seasonal		2. layered unconsolidated rock debris, talus	2. single or contiguous talus cones at bottom of steep slopes, rock falling from steep rock walls, cliffs rolling of talus slopes, steep talus cones	Steinschlag, unweathered material
		3. rock and debris avalanches					3*a*. rock avalanche of blocks and boulders *b*. avalanche of rock debris + + soil *c*. talus	3*a*. bound to avalanche paths on narrow steep slope portions *b*. rockflow in ravine-like depressions of steep rocky slopes *c*. on boulderfields, on steep, barren rocky slopes	containing less water than a «Mure»
		4. rockslide, debris slide					4*a*. soil scree with blocks and boulders *b*. unconsolidated-earth and debris	4. Landslide debris, the mass slides or rolls forward on the slope, forming on irregular hummocky topography	Bergrutschung, Felsrutschung
B) Slump		5. layered dip slip	gravity + plastic glide plane, favorable lithology + wet episode	glide plane of gentle slope	episodic, periodic	delapsia	5. layered deposit mass stays relatively intact (e.g. clay, loess and travertine blocks)	5. short-distance on stepped or slopes (frequent at natural or man-made cuttings, walls, scraps or exposures)	Schuppenförmige Abrutschung
		6. blocky slump		glide plane of steep slope	episodic, periodic		6. blocky slump deposit with a backward rotation various sedimentary rocks slid over an alien base	6—7. Unadjusted, uneven slopes with knobs and potholes; unsettled aggregates with depressions between them. On flanks of scarps, pediments and valley terraces.	
		7. earth slide		glide plane on elevated portions of slope	episodic, periodic		7. accumulation of intensely mixed materials	Forms of accumulation along definite pathways of slides.	Erdrutschung
C) Earthflow and mudflow		8. earth flow and rocky earthflow	movement of wet pelitic clastics or sediment under gravity influence	supersaturation, plastic, fluidal consistency	seasonal, episodic	solifluxia	8*a*. semipedolite *b*. clayey rock debris *c*. semipedolitic rock debris	8. Very wet clay, silt, soil, soil and clay with debris, visible movement down slopes of low angle terraces or hillsides	rocky mud glacier
		9. mudflow and muckflow		supersaturation	seasonal		9*a*. mixed clayey semipedolites *b*. mixed semipedolitic clay and loam *c*. swampy semipedolites	9. relatively rapid flow of short duration, bound to fixed pathways on the steep slopes	mud glacier, mud- and muck-flows
		10. creep of debris and soil		some ice or water	episodic, seasonal		10. semipedolite with scree, talus creep, soil creep, rock creep	10. slow but measurable movement of soil or scree on steeper slopes, under a vegetal or soil cover	«rock glacier creep» «Gekriech» often weathered material
D) Gelisolifluction, flow and creep of frozen soil		11. laminar solifluction	plastic flow of thawed pelitic sediment over intermittently or permanently frozen subsoil under gravity influence and frost pressure	thaw of frozen soil and supersaturation	early and daily periodicity	gelisolifluxia	11*a*. motley clay roughly stratified parallel to slope *b*. roughly stratified fossil semipedolite	11. on gentle and medium-steep slopes of southerly exposure over clayey base	
		12. banded, striped solifluction		frost pressure and meltwater			12. bands and stripes directed downslope *a)* oriented rock debris *b)* clay, loam *c)* fossil semipedolite, intensely mixed materials	12*a*. stone stripes on steep barren mountain slopes, on steep flanks of peneplains, pediment steps *b. c*. soil stripes on clayey, loamy slopes of pediments dissected by valleys	in cross section, the sediment exhibits roundish or sheaf-shaped depressions
		13. garlanded solifluction		ground ice, pressure, thaw and sparse vegetation	yearly periodicity		13. intensely mixed materials, sandy clay and clay with rock debris, occasionally exhibiting pillow folds	13. on convex slope sections of clay- and loam-covered pediments, on steep flanks of elevated valley terraces	
		14. amorphous and pipkrake solifluction		ground ice, formation and thawing of ice needles near soil surface	daily periodicity		14*a*. chaotically folded rock debris and boulders in clay, loam, semipedolite *b*. stone and pebble pavement, layer of gravel or debris in soil profile (stone line)	14*a*. on clayey-loamy slopes of pediments, hummocks, valley flanks, particularly in northerly exposures *b*. on any gentle or medium-steep slope where the superficial formation contained gravel or debris	*b)* besides frost heaving, deflation may also play a substantial part in bringing about this phenomenon
		15. cryonival slopewash	denudation by meltwater wash over intermittently or permanently frozen subsoil of thawed layers of soil	snowmelt downpour or steady rain	daily periodicity	deluvia	15. minute rock debris, sand, sandy loess, slope loess, loess loam, clay, semipedolites stratified rhythmically and parallel to slope	15. on gentle slopes sculptured in porous, unconsolidated materials, particularly on pediments, hummocks, terrace flats, mostly in southerly exposures	layered loess with debris stringers; fine spheroidal stratification
E) Slopewash		16. pluvionival slopewash *a)* areal sheetwash *b)* semiareal rill erosion	kinetic action of rain on soaked soil		episodic, seasonal		16. sandy loess, sandy semipedolite, sandy clay mixed with scree	16. as above, but particularly in lower sections of slopes and valley flanks, sometimes as flat deluvial cones upon the valley strath	fine stratification, concave, blanket-like
		17. meltwater wash + solifluction	alternation of D_{11} and E_{12}		seasonal, daily		17. alternation of packs and complexes of sediment due to processes D_{11} and E_{15}	17. frequent complexes of alternating solifluction and nivation products on hill slopes sculptured in porous unconsolidated slope deposits	
F) Torrential, gullying erosion on slope		18. gullying by intermittent erosion	kinetic action, energy of concentratedly running water downslope along a linear trajectory	steady rain, downpour and rapid snowmelt	episodically seasonal and seasonal	proluvia	18. gently dipping sandy debris, loessy debris, clayey sand, locally with diagonal stratification	18. erosional gullies dissecting steep valley flanks and the steep flanks of elevated terraces and talus cones of small streams	slightly convex, blanket-like; dense stratification
		19. intermittent torrents in pediment regions					19. irregularly stratified sandy, gravelly, bouldery torrential alluvia (fanglomerates)	19. on talus cones of small streams in forelands of mountains, on pediments	coarsely stratified complex, blanket- or cone-like, with convex or straight oblique slopes
		20. eroded beds of intermittent and perennial brooks in forelands of mountains					20. coarse, little-rolled boulders of nearby provenance, locally fanglomerates	20. on alluvial fans of erosional valleys and of streams emerging into the foreland of steep mountains	

INDEX

PAPERS OF THE COMMISSION ON MAGMATISM AND METAMORPHISM OF THE CARPATHO-BALKANIC GEOLOGICAL ASSOCIATION

KAMENICKÝ, J. A.: Die Regionalmetamorphose in den Westkarpaten 3

WIESER, T.: The Crystalline Basement Complex of the Polish Flysch Carpathians 15

DIMITRIJEVIĆ, M.—GRUBIĆ, A.—PETROVIĆ, B.:—ALEKSIĆ, V.—DIVLJAN, S.—BABOVIĆ, M.—KALENIĆ, M. Metamorphic Complexes of the Carpatho-Balkanic Arch and Adjacent Areas 23

DIMITRIJEVIĆ, M. D.—ČIRIĆ, B.: Essai sur l'évolution de la masse serbo-macédonienne 35

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—BUBICS, I.—JUHÁSZ, Á.—ORAVECZ, J.—PANTÓ, G.—SZEPESHÁZY, K.: Metamorphose in Ungarn 49

SAVU, H.: Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten 59

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—JUHÁSZ, Á.—PANTÓ, G.—SZEPESHÁZY, K.—SZÉKY-FUX, V.: Der sog. ophiolithische Magmatismus in Ungarn 71

Илич, Милое: Положение офиолитов в геотектоническом развитии Динарид ... 77

BOYADJIEW, ST.: Über die Entwicklung des Magmatismus in Bulgarien 95

KARAMATA, S.—KNEŽEVIĆ V.—ANTONIJEVIĆ, I.—DJORDJEVIĆ, M.—MIČIĆ, I.—DIVLJAN, S.—DROVENIK, M.: Les roches magmatiques crétacées-tertiaires des Carpato-Balkanides Yougoslaves 115

RĂDULESCU, D.—BORCOȘ, M.: Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien 139

CIOFLICĂ, G.: Die Entwicklung des laramischen Magmatismus in Rumänien 153

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PANTÓ, GY.—PÓKA, T.—PANTÓ, G.—SZÉKY-FUX, V.—KISS, J.—KUBOVICS, I.: Die Neovulkanite Ungarns 161

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Cartographical Representation of Evolution in Earth History 181

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A Map of Geological Evolution of South Eastern Europe ... 187

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Rock Formation and the Evolution Potential of Continental Structures 205

PETROLOGY

PANTÓ, G.: Interpenetration of Plutonic and Volcanic Realms in Petrogenesis 211

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: On Igneous Rock Textures, their Mineralogical Composition and Cooling Curves 221

GEOCHEMISTRY

GROSSZ, Á.: Strontium Concentration and Distribution of Trace Elements in the Lignite of Hidas (Mecsek Mts, Hungary) 253

KERTAI, GY.: The Origin of Hydrocarbon Resources and their Carbon Dioxide Content in Hungary 261

PANTÓ, G.—KOVÁCH, Á.—BALOGH, K.—SÁMSONI, Z.: Rb/Sr Check of Assyntian and Caledonian Igneous Activity and Metamorphism in Northeastern Hungary 279

TECTONICS

TÁRCZY-HORNOCH, A.: Determining the Dipping Plane from the Plunges of Two Lines and Determining the Plunge of the Intersection of Two Dipping Planes 283

PALAEONTOLOGY

GÉCZY, B.: Catacoeloceras tethysi n. sp. (Ceph.) from the Upper Liassic of Csernye ... 293

SZŐTS, E.: L'histoire du «Biarritzien» 299

GEOMORPHOLOGY

PÉCSI, M.: Relationship between Slope Morphology and Quaternary Slope Sedimentation 307

Printed in Hungary

A kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója — Műszaki szerkesztő: Farkas Sándor

A kézirat nyomdába érkezett: 1967. V. 24. — Terjedelem: 28,25 (A/5) ív, 69 ábra, 7 melléklet

67.63904 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György

The *Acta Geologica* publish papers on geological and relative subjects in English, German, French and Russian.

The *Acta Geologica* appear in parts of various size, making up one volume yearly.

Manuscripts should be addressed to:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

Correspondence with the editors and publishers should be sent to the same address.

The rate of subscription to the *Acta Geologica* is 165 forints a volume. Orders may be placed with "Kultúra" Foreign Trade Company for Books and Newspapers (Budapest I., Fő utca 32. Account No 43-790-057-181) or with representatives abroad.

Les *Acta Geologica* paraissent en français, allemand, anglais et russe et publient des travaux du domaine des sciences géologiques.

Les *Acta Geologica* sont publiés sous forme des fascicules qui seront réunis en un volume par an.

On est prié d'envoyer les manuscrits destinés à la rédaction, à l'adresse suivante:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

Toute correspondance doit être envoyée à cette même adresse.

Le prix de l'abonnement annuel est 165 forints.

On peut s'abonner à l'Entreprise du Commerce Extérieur de Livres et Journaux «Kultúra» (Budapest I., Fő utca 32. Compte-courant No. 43-790-057-181) ou à l'étranger chez tous les représentants ou dépositaires.

«*Acta Geologica*» публикует научные статьи из области геологических наук на русском, немецком, английском и французском языках.

«*Acta Geologica*» выходит отдельными выпусками разного объема. Несколько выпусков составляют один том.

Предназначенные для публикации рукописи следует направлять по адресу:

«*Acta Geologica*» *Budapest 502, Postafiók 24.*

По этому же адресу направлять всякую корреспонденцию для редакции и администрации.

Подписная цена *Acta Geologica*, — 165 форинтов за том. Заказы принимает предприятие по внешней торговле книг и газет «Kultúra» (Budapest I., Fő utca 32. Текущий счет № 43-790-057-181), или заграничные представительства и уполномоченные.

130,— Ft

Reviews of the Hungarian Academy of Sciences are obtainable at the following addresses:

ALBANIA
Ndermarja Shtetnore e Botimeve
Tirana

AUSTRALIA
A. Keesing
Box 4886, GPO
Sydney

AUSTRIA
Globus Buchvertrieb
Salzgries 16
Wien I

BELGIUM
Office International de Librairie
30, Avenue Marnix
Bruxelles 5
Du Monde Entier
5, Place St. Jean
Bruxelles

BULGARIA
Raznoiznos
1, Tzar Assen
Sofia

CANADA
Pannonia Books
2, Spadina Road
Toronto 4, Ont.

CHINA
Waiwen Shudian
Peking
P. O. B. 88

CZECHOSLOVAKIA
Artia
Ve Smečkách 30
Praha 2
Poštova Novinova Služba
Dovoz Tisku
Vinohradska 46
Praha 2
Madarská Kultura
Václavské nám. 2.
Praha I
Poštova Novinova Služba
Dovoz Tlace
Leningradska 14
Bratislava

DENMARK
Ejnar Munksgaard
Nörregade 6
Copenhagen

FINLAND
Akateeminen Kirjakauppa
Keskuskatu 2
Helsinki

FRANCE
Office International de Documentation et Librairie
48, rue Gay Lussac
Paris 5

GERMAN DEMOCRATIC REPUBLIC
Deutscher Buch-Export und Import
Leninstraße 16
Leipzig 701
Zeitungsvertriebsamt
Clara Zetkin Straße 62
Berlin N. W.

GERMAN FEDERAL REPUBLIC
Kunst und Wissen
Erich Bieber
Postfach 46
7 Stuttgart S.

GREAT BRITAIN
Collet's Holdings Ltd.
Dennington Estate
London Rd.
Wellingborough. Northamps.
Robert Maxwell and Co. Ltd.
Waynflete Bldg. The Plain
Oxford

HOLLAND
Swetz and Zeitlinger
Keizersgracht 471—487
Amsterdam C
Martinus Nijhof
Lange Voorhout 9
The Hague

INDIA
Current Technical Literature
Co. Private Ltd.
India House OPP
GPO Post Box 1374
Bombay I

ITALY
Santo Vanasia
Via M. Macchi 71
Milano
Libreria Commissionaria Sansoni
Via La Marmora 45
Firenze

JAPAN
Nauka Ltd.
92, Ikebukur O-Higashi 1-chome
Toshima-ku
Tokyo
Maruzen and Co. Ltd.
P. O. Box 605
Tokyo-Central
Far Eastern Booksellers
Kanda P. O. Box 72
Tokyo

KOREA
Chulpanmul
Phenjan

NORWAY
Johan Grundt Tanum
Karl Johansgatan 43
Oslo

POLAND
RUCH
ul. Wronia 23
Warszawa

ROUMANIA
Cartimex
Str. Aristide Briand 14—18
Bucureşti

SOVIET UNION
Mezhdunarodnaja Kniga
Moscow G—200

SWEDEN
Almquist and Wiksell
Gamla Brogatan 26
Stockholm

USA
Stechert Hafner Inc.
31, East 10th Street
New York, N. Y. 10003
Walter J. Johnson
111, Fifth Avenue
New York, N. Y. 10003

VIETNAM
Xunhasaba
19, Tran Quoc Toan
Hanoi

YUGOSLAVIA
Forum
Vojvode Mišića broj 1
Novi Sad
Jugoslovenska Knjiga
Terazije 27
Beograd

30. IX. 1967 Index: 26.018

ACTA GEOLOGICA

(REM CRYSTALLOGRAPHICAM, MINERALOGICAM, PETROGRAPHICAM, GEOCHIMICAM PALAEONTOLOGICAMQUE INCLUDENTIA)

ACADEMIAE SCIENTIARUM HUNGARICAE

REDIGIT

E. SZÁDECZKY-KARDOSS

TOMUS XI FASCICULUS 4

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST

1967

ACTA GEOLOGICA

A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA FÖLDTANI KÖZLÖNYE

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL: BUDAPEST V., ALKOTMÁNY UTCA 21.

Az *Acta Geologica* német, angol, francia és orosz nyelven közöl értekezéseket a földtan és a rokon tudományok köréből.

Az *Acta Geologica* változó terjedelmű füzetekben jelenik meg: több füzet alkot évenként egy kötetet.

A közlésre szánt kéziratok a következő címre küldendők:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

Ugyanerre a címre küldendő minden szerkesztőségi és kiadóhivatali levelezés.

Az *Acta Geologica* előfizetési ára kötetenként belföldre 120, külföldre 165 forint. Megrendelhető a belföld számára az Akadémiai Kiadónál (Budapest V., Alkotmány utca 21. Bankszámla 05-915-111-46), a külföld számára pedig a „Kultúra" Könyv és Hírlap Külkereskedelmi Vállalatnál (Budapest I., Fő utca 32. Bankszámla: 43-790-057-181 sz.) vagy annak külföldi képviseleteinél és bizományosainál.

Die *Acta Geologica* veröffentlichen Abhandlungen aus dem Bereiche der geologischen Wissenschaften in deutscher, englischer, französischer und russischer Sprache.

Die *Acta Geologica* erscheinen in Heften wechselnden Umfanges. Mehrere Hefte bilden jährlich einen Band.

Die zur Veröffentlichung bestimmten Manuskripte sind an folgende Adresse zu senden:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

An die gleiche Anschrift ist auch jede für die Redaktion und den Verlag bestimmte Korrespondenz zu richten.

Abonnementspreis pro Band: 165 Forint. Bestellbar bei dem Buch- und Zeitungs-Außenhandels-Unternehmen »Kultúra« (Budapest I., Fő utca 32. Bankkonto Nr. 43-790-057-181) oder bei seinen Auslandsvertretungen und Kommissionären.

INTRODUCTORY

In 1960, a Special Group on Clay Mineralogy was formed within the Hungarian Geological Society, to serve as a forum to the numerous research workers in the rapidly expanding field of clay mineral research in Hungary. This expansion was and is in close connexion with an expansion of the clay mineral industries as a whole and of industrial research in particular. It was especially the clay mineral deposits prospected and developed in the southern Tokaj Mountains that gave a strong stimulant to theoretical and industrial research into clay minerals. Besides pioneering methodological advances (in the fields of the DTA method, the methods of dielectric constants and radioactive adsorption as well as X-ray and colloid chemical methods) and the design of new instruments (thermoanalytic apparatus) let us mention advances of international interest in structure analysis (clinoptylolite, chromium mica, hydroparagonite, allevardite) and the X-ray, thermal, electron microscopic, rheologic and technologic study of numerous Hungarian raw materials. In the genetical field let us emphasize the clarification of the origin of the Hungarian clay mineral deposits and the establishment of a depth-zone pattern of ore-indicating clay minerals. Besides clay mineral research in the strict sense of the term, the geochemical study and genetical interpretation of the Hungarian bauxite deposits also aroused a great deal of interest and recognition abroad. Up-to-date instrumental work on zeolites gave valuable contributions to the knowledge of the zeolite localities of Hungary on the one hand and to the knowledge of zeolites in general, on the other.

The members of our Special Group of Clay Mineralogy have presented their results to a number of conventions at home and abroad, among others at the conferences of Prague (1961), Stockholm (1963), Sofia (1965), Jerusalem (1966) and Berlin (1966).

Most of the results have been published in Hungarian, in the periodicals Földtani Közlöny, Bányászati Lapok, Kohászati Lapok and recently in Földtani Kutatás, and in foreign languages in The Proceedings of the above enumerated conferences and in the Hungarian foreign-language publications Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Acta Universitatis Szegediensis

and Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis. A separate number on clay minerals of Földtani Közlöny appeared in 1960, but the present number of Acta Geologica is the first collective foreign-language publication of our Special Group on Clay Mineralogy.

The present number of Acta Geologica is a review of almost all of the above-enumerated aspects of Hungarian clay mineral research. For the possibility of presenting this review we are grateful first of all to Academician Elemér Szádeczky-Kardoss, Editor of Acta Geologica and to the Geological and Mining Division of the Hungarian Academy of Sciences.

V. Széky-Fux
PRESIDENT,
SPECIAL GROUP ON CLAY MINERALOGY
HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 325—346 (1967)

VARIETIES OF EXPANDING (2 : 1) CLAY MINERALS AND THEIR ORIGIN

By

E. NEMECZ and GY. VARJÚ

UNIVERSITY OF CHEMICAL TECHNOLOGY, VESZPRÉM

CENTRAL GEOLOGICAL OFFICE, BUDAPEST

In the southwestern Tokaj Mountains, hydrothermal alteration associated with rhyolitic volcanism resulted in variegated clay mineralization, including the formation of expanding mineral varieties (2 : 1), transitions between illite and montmorillonite, as shown by their interlayer K content and the population of the tetrahedral and octahedral layers. Varieties so far discovered include illite (with less than 10 per cent of expanding layers), allevardite (regularly interlayered, 1/1 illite and montmorillonite mineral), 2c-period montmorillonite, irregularly interlayered illite-and-montmorillonite, irregularly interlayered montmorillonite-and-allevardite minerals, and 1c-period montmorillonite. — The original mineral allevardite is a regular interlayering of Na-mica and montmorillonite, but because of the complete identity of X-ray patterns, variety K is also referred to as allevardite. The mineral corresponds to the clay mineral described by HEYSTEK (1954). — The X-ray diffraction properties of these varieties and their behaviour upon heating are discussed in detail.

Judging by the modes of emplacement and spatial position of the individual types, some of the different varieties can be considered the results of different physico-chemical conditions in the various zones of hydrothermal alteration. Some other varieties may be due to secondary leaching.

In the Tokaj Mountains and particularly in the neighbourhood of Mád (2 : 1) clay minerals occur in considerable abundance and variety. Most abundant are illite and montmorillonite, but the less frequent types transitional between these two also occur with remarkable regularity.

Formally, the lattices of these transitional types can be derived from the illite lattice, by removing layers of K^+ ions in various combinations and by imparting expansivity to the emptied layers. When all layers of K^+ ions are removed, the montmorillonite lattice of 1c period is obtained. If, however, we want to remove only part of the K^+ layers, we may choose one of two ways:

a) either the removal of every second, third, fourth etc. layer, or

b) the removal at random of an arbitrary number of layers.

The latter case includes several sub-cases, depending on whether the removed layers occur in a random distribution all over the lattice, or there are sheaves of layers with randomly and regularly removed K^+ layers, and possibly sheaves of pure montmorillonite and illite, in various combinations.

The differences between the various transitional varieties of clay minerals are not restricted, however, to differences in the distribution of K^+ layers: there are essential differences also in the distribution of ions over the tetrahedral positions of the lattice. As a matter of fact, the two phenomena are closely

related. This is proved not only by differences in the energy of removal of OH ions, but — indirectly, of course — also by the circumstance that it is for the time being impossible to interpret the structure and origin of certain varieties in any other way than as the resultant regular fluctuations in the filling of tetrahedral positions.

The generalization of this idea of the various combinations in the distribution of K^+ layers provides an explanation for the exceedingly fine differ-

Table I

	IV	III	II	I
(illite)	5.084 (W)		10.22 (W)	29.42 (W)
	5.004 (D)		9.95 (D)	28.47 (D)
	5.061 (EG)	9.13 (EG)	13.34 (EG)	27.7 (EG)
(allevardite)	5.004 (OR)	—	12.16 (OR)	26.3 (OR)
	4.954 (PY)	—	12.10 (PY)	25.9 (PY)
(montmorillonite–2M)	5.532 (RG)	8.66 (EG)	16.72 (EG)	29.42 (EG)
regular	5.033 (OR)	—	14.82 (OR)	26.75 (OR)
	4.954 (PY)	—	14.71 (PY)	25.81 (PY)
	5.264 (EG)		12.61 (EG)	
(montm.–illite)			11.62 (PY)	
irregular			11.47 (OR)	
			10.51 (OR)	
	5.630 (EG)		16.98 (EG)	
Na-montmorillonite–1M	5.567 (OR)		14.92 (PY)	
	5.004 (PY)		10.04 (OR)	
			9.97 (OR)	

Symbols: W in water, D in air-dry state, EG ethylene glycol complex, OR original, PY pyridine complex

Table II

	illite			allevardite			
N° of peak	I	II	III	I	II	III	IV
DTG	120	220	580	140	215	565	730
DTA	130	220	585	160	220	580	735
TG	3.44		5.34	8.47		2.40	3.47
(weight loss) per cent						5.87	

ences between the properties of (2 : 1) clay minerals and suggests the existence, and in a certain manner predicts the properties of varieties that have not so far been encountered — or recognized — in nature.

The study of clay minerals occurring in the Tokaj Mountains has so far given evidence of the following structurally different varieties of (2 : 1) clay minerals.

1. illite–$1M_d$ (Füzérradvány type)
2. allevardite
3. montmorillonite–2M (montmorillonite of period 2c)
4. irregular interlayering of illite and montmorillonite
5. irregular interlayering of allevardite and montmorillonite
6. montmorillonite–1M (montmorillonite of period 1c).

Except for type 5, to be discussed later, the thermoanalytic graphs and X-ray diffraction patterns of these varieties are presented in Fig. 1.

The thermoanalytic graphs include DTG, TG and DTA graphs. The photographic copies of the X-ray patterns present simultaneously the diffractions of the original sample and of its ethylene glycol and pyridine complexes. To state the differences between these diffractions with more precision, we have added an enlarged image (Fig. 2) and a list of basic reflections (Table I) to illustrate the X-ray symptoms of the lattice differences between varieties.

In function of the integer — or non-integer — nature of the basic reflection, the diffraction patterns shown in Fig. 1 have with due regard to the thermoanalytic data listed in Table II been interpreted as follows (Fig. 3).

Illite (Figs 1a, 3a)

The illite from Füzérradvány is a hydromica of type $1M_d$ (except for a very few expanding layers), in which the triple layer complexes are symmetrical as far as their Si/Al ratios are concerned, about a plane defined by the octahedral positions. This is why the binding energy of OH ions is homogeneous, resulting in a single endothermal effect on the thermoanalytic graphs.

Allevardite (Figs 1b, 3b)

Allevardite is a regular interlayering of illite and montmorillonite, in which the Al/Si ratio is asymmetric with respect to the tetrahedral planes

montmorillonite–2M					montm.-illite irregular			montmorillonite–1M			
I	II	III	IV	V	I	II	III	I	II	III	IV
165	225	595	720	—	125	575	715	160	575	730	820
180	235	600	720	975	145	585	715	175	595	730	825
12.64		3.03	1.79	—	5.17	3.43	1.47		1.79	1.82	1.86
			4.82				4.90	4.51		5.47	

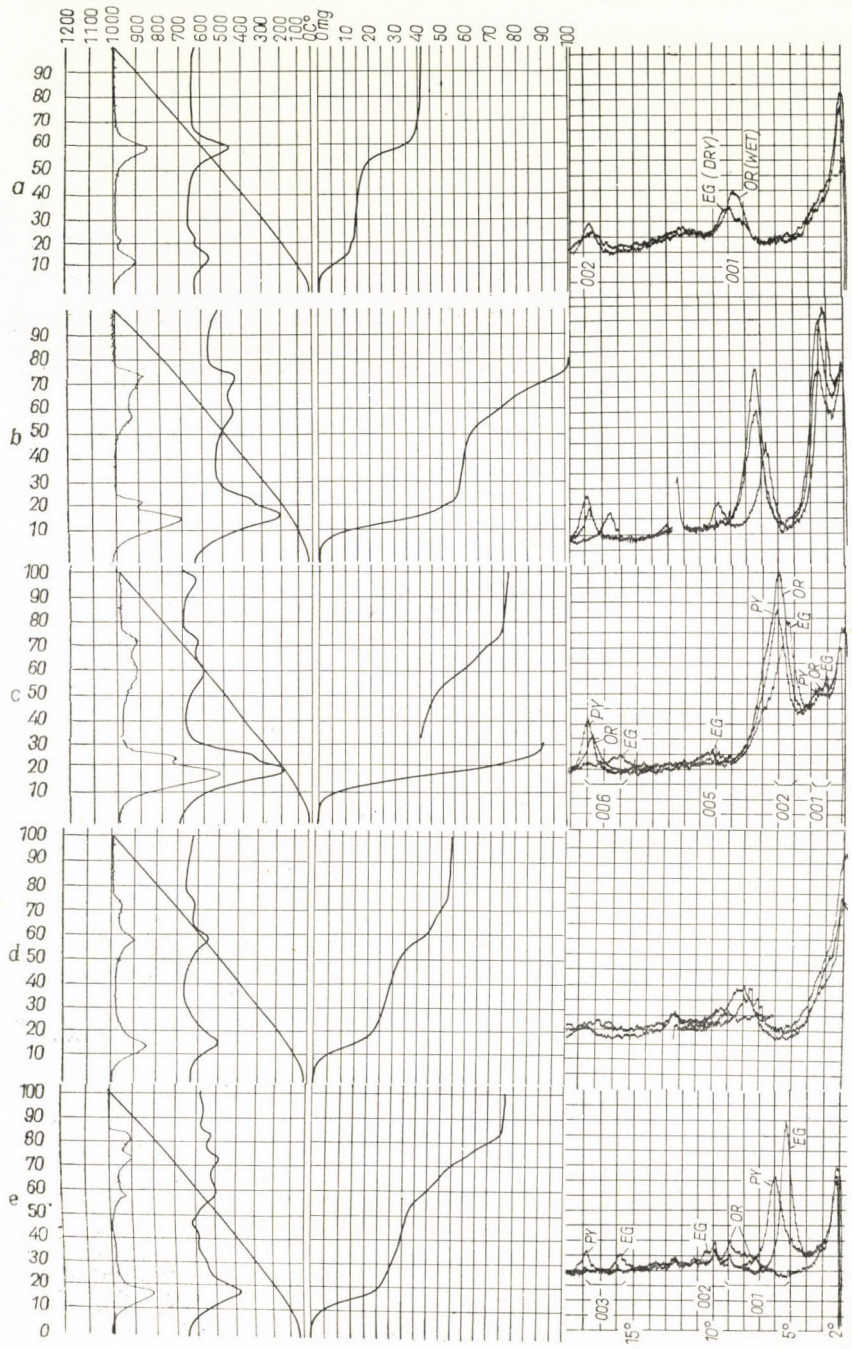
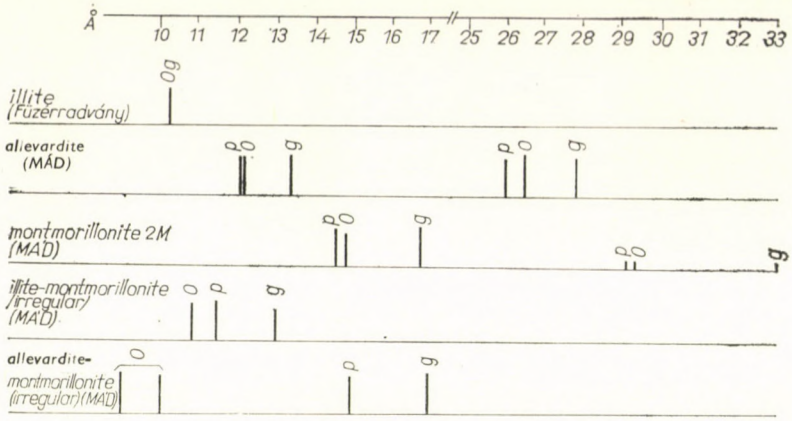


Fig. 1. **Thermoanalytic (left) and X-ray diffraction graphs (right) of expanding (2 : 1) minerals. The latter show together diffractions of the original sample and those of its pyridine and ethylene glycol complexes.** *a* = illite–$1M_d$, *b* = allervardite, *c* = montmorillonite–2M, *d* = irregularly interlayered illite–montmorillonite, *e* = Na-montmorillonite–1M



O: original, p: pyridine-complex, g: ethylene glycol complex

Fig. 2. Precise positions after various kinds of treatment of the basic reflexions

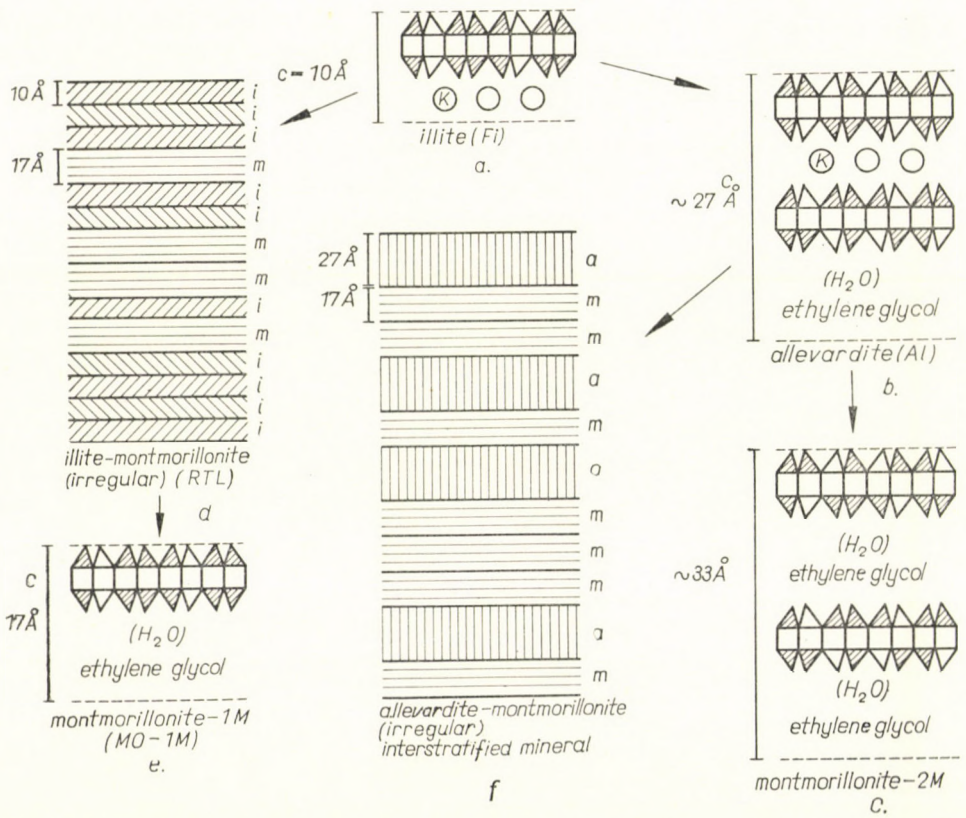


Fig. 3. A sketch of the structures of expanding (2 : 1) minerals. *a* = illite, *b* = allevardite, *c* = montmorillonite–2M, *d* = irregularly interlayered illite–montmorillonite, *e* = montmorillonite–1M, *f* = irregularly interlayered allevardite–montmorillonite

of the (2 : 1) complex, *i.e.* not the same on the illite side as on the montmorillonite side. Hence, allevardite differs from illite not only in the absence of every other K^+ layer, but — and this is the more essential difference — also in its tetrahedral population.* This fact is reflected on the thermoanalytic graphs by the doubling of the endothermal effect between 500 and 800°C.

Two-layer montmorillonite (Figs 1c, 3c)

This mineral can be derived from allevardite by the removal of the K layer. It contains no K at all: still, both in its original state and after treatment with ethylene glycol, it exhibits a reflection indicative of the 2c period, although at an intensity level much below that of allevardite. The thermoanalytic graphs almost fully agree with those of allevardite, in keeping with the structure outlined.

Irregular interlayering of montmorillonite and illite (Figs 1d, 3d)

This mineral is characterized by non-integer basic reflections, suggesting a random distribution of the two constituent lattices. The escape rate of the OH radicals belonging to illite on the one hand and to montmorillonite on the other are even more divergent on the thermoanalytic graphs than those belonging to other minerals, because the illite and montmorillonite components seem to be less interdependent in such irregularly interlayered lattices than in the regular ones.

Common montmorillonits–1M (Figs 1e, 3e)

This variety is represented by sodium montmorillonite in a drill core sample from Ond. The tetrahedral and octahedral populations seem to be fairly random, resulting in a wider range of OH bond energies than in the previous varieties.

Irregular interlayering of allevardite and montmorillonite (Fig. 3f).

Owing to its double interlayering this mineral merits more detailed treatment. The diffractograms shown in Fig. 4 give the (001) reflections listed in Table III for the variously treated samples of the material.

The reflections are remarkable for their broad flat peaks some of which occupy integer positions, although there occur invariably a few irregular reflections, too.

This state of facts has been interpreted by the present authors on the assumption that the fundamental feature of the lattice is a regular interlayering, combined with the irregular intercalation of montmorillonite layers into the allevardite lattice. In other words, the lattice may be considered to

* This hypothesis, put forward originally by SUDO HAYASHI and SHIMODA (1962), has been reinforced to a certain degree by our results: indeed, the recognition of 2c-period montmorillonite can be regarded as proof of this hypothesis. In this respect we go beyond the hypothesis of "immiscibility of interlayer cations", put forward by BRINDLEY and SANDALAKI (1963) on the one hand and GLAESER (1958) on the other, which considers the leaching of the interlayer cations to be the sole cause of interlayering.

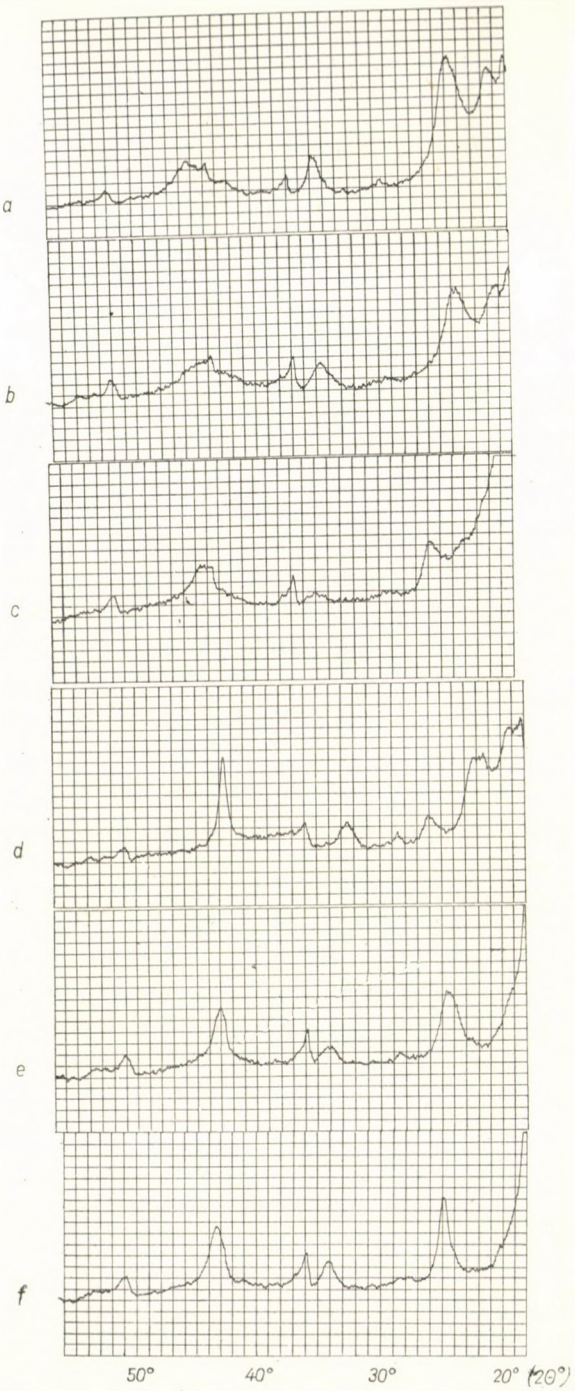


Fig. 4. X-ray diffraction graphs of an irregularly interlayered allevardite–montmorillonite mineral after various kinds of treatment. *a* = in air-dry condition, *b* = after treatment with subsaturated water vapour at 70°C, *c* = after addition of a few drops of water, *d* = after treatment with ethylene glycol, *e* = after heating for 10 min at 300°C, *f* = for 20 min at 500°C

Table III

Changes in the d_{00l} values of a dialysed sample of interlayered allevardite and montmorillonite under various sorts of treatment (X-ray diffractometry, CuK_α radiation)

Position of reflection	VI		V		IV		III		II		I	
	0010		008		005		003		002		001	
Original (air-dry)	2.56		3.33	15	5.00	16	—		13.98		25.0	53
			3.14		4.95				12.90	58	24.52	
									12.61			
At 70°C in nearly saturated water vapour	2.56	6	3.33	15	5.033	12	—		14.24	45	28.4	47
	2.54		3.05						12.62		23.2	
Wetted	2.57	8	3.35	17	4.90	5d	—		11.62	15	44.0	200
			3.23						10.00	22	15.76	
											12.98	22
Ethylene glycol complex	2.57	6	3.33	37	5.39	12	9.83	11	16.35	36	30.5	44
	2.55				5.33		7.02	4	14.01		25.0	
After heating for 10 min at 300°C	2.56	8	3.34	35	4.95	7	11.30	31	—		—	
			3.27		4.86		10.03					
After heating for 20 min at 500°C	2.57	8	3.33	27	4.977	11	10.04	40	—		21.02	
	2.54		3.26		4.868		9.90					

consist of two kinds of domain, one with regular interlayering (allevardite component), the other of pure montmorillonite, with the two components randomly interlayered.

Morphologically, the varieties treated above of (2 : 1) clay minerals are not much different except for common montmorillonite–1M. The electron micrographs reproduced in the figures reveal that most crystals tend to be idiomorphic tabular or slender columnar. On the other hand, the crystals of common montmorillonite–1M exhibit almost no crystal faces at all, being thin, frequently coiled foils of irregular outlines (Fig. 9a—j).

These fine structural differences often entail remarkably far-reaching consequences in the behaviour of these clay minerals. *E.g.* allevardite, a 1 : 1 mixture of illite and montmorillonite layers, exhibits rheologic properties very far from the mean of the properties of these two minerals (NEMECZ, VARJÚ, BARNA, 1963). Montmorillonite–2M also exhibits unexpected colloidal properties, so far from those of common montmorillonite–1M that, on the basis of the first technological tests, the mineral was not classed as a montmorillonite at all.

It follows from the findings enumerated above that in characterizing (2 : 1) clay minerals it is insufficient to name the mineral specimen: the finer details of the lattice structure, dependent on the particular mode of origin of the mineral, should also be established. As far as the mineral montmorillonite is concerned, the following varieties of different origin and lattice structure have to be reckoned with (besides the changes in composition due to its being a mixed crystal):

Varieties on specific level	Varieties on sub-specific level
1. Montmorillonite–1M (common montmorillonite) 2. Montmorillonite formed by the leaching of K out of interlayered illite and montmorillonite *a)* montmorillonite–2M (out of allevardite) *b)* out of an irregular interlayering of illite and montmorillonite *c)* out of a random interlayering of regularly and randomly interlayered components 3. Montmorillonite–1M (out of illite; rich or deficient in Al)	All specific varieties may contain adsorbed cations in various proportions: thus we distinguish the H - Na- Ca - } minerals Mg- K - It seems, however, that some specific varieties prefer certain exchangeable cations (e.g. montmorillonite–2M "prefers" the H^+ ion, giving rise to "unsaturated montmorillonite".

Lattice structural interpretation of the origin of interlayered minerals

The origin of interlayered minerals has recently entered the foreground of interest, but no satisfactory hypothesis has so far been advanced. The above-mentioned BRINDLEY—GLAESER hypothesis (GLAESER, 1963) starts from the fact that in a mica layer subjected to mild leaching, interlayer cations are randomly removed, in dependence on the local field of charges, and that this process is complemented by a segregation of cations which results in an interlayering of swelling and non-swelling layers. Even disregarding the insufficiently proved hypothesis of the immiscibility of cations, this hypothesis attempts nothing more than an interpretation of irregular interlayering.

The explanation of the origin of regular interlayering is much more difficult. SUDO et al. (1962) advanced the hypothesis that the formation of such a mineral grain commences with the (random) formation of a polar layer complex, which by the general lattice structural principle that polar elements tend to couple with polar elements of opposite polarity to form axial elements, entails a symmetric repetition of the Si–Al distribution in the tetrahedral layer. If such a mica (illite) is subsequently subjected to leach-

ing, the interlayer cations are removed selectively, from every other layer, thus giving rise to a regularly interlayered mineral. SUDO's hypothesis has the merit of supposing the asymmetric distribution of charges in the layers of Si tetrahedra, but as has already been pointed out by BRINDLEY, it has only put off the solution of the problem by reducing it to the alternating charge distribution in the original mineral.

Let us notice that both hypotheses explain interlayering by secondary leaching, *i.e.* by decomposition. It is, however, hard to see, *e.g.* in SUDO's hypothesis, why a random polarity is dominant in certain portions of the deposit (where allevardite is abundant), whereas in other portions the opposite is the case.

These circumstances suggest that we should look for the causes of interlayered lattices in the build-up of the lattice, in the conditions of its growth, rather than in those of its decomposition.

The recognition of the existence of montmorillonite–2M of parameter 2c was a weighty argument proving that the essence of the allevardite structure is, besides the regular distribution of K ions, the likewise regular Si–Al substitutio in the tetrahedral layer. This can be illustrated by the following diagram:

				structure				
I_0	c_{illite}	$(Si, Al^{IV})_2{}^{+7}\ O_5$	$c_{allevardite}$	4 (Si, Al)	6	0		
		K		4 (Al, Fe, Mg)	8	0	4	(OH)
I_1		$(Si, Al^{IV})_2{}^{+7}\ O_5$		4 (Si, Al)	6	0		
II_1		$(Al^{VI}, Mg)^{+6}\ (OH)_4$						
III_1		$(Si, Al^{IV})_2 >^{+7}\ O_5$						
	$c_{montm.}$	H_2O						
		H_2O						
III_2		$(Si, Al^{IV})_2 >^{+7}\ O_5$						
II_2		$(Al^{VI}, Mg)^{+6}\ (OH)_4$						
I_2		$(Si, Al^{IV})_2{}^{+7}\ O_5$						
		K						

Although the Si → Al substitution presumably differs from the one shown in the above formula, the essential thing is that it is not identical in layers I and III. According to the detailed investigations of GAUDETTE et al. (1964), in illites Al^{IV} substitution varies from 12 to 22 per cent, being almost maximal in layer I but less than that in layer III, so that in this latter the charge is more than +7.

The growth of phyllosilicates in general and of micas in particular is more rapid in the plane perpendicular to the c axis than in the direction of that axis. The nucleation of a new layer of ions on the (001) face requires obviously a high enough K concentration in the surrounding solution. If such a concentration prevails, the formation of allevardite can be visualized as follows.

Let us note that the greatest difficulty lies in visualizing a periodicity exactly in step with the formation of the individual layer complexes of the mineral. It is impossible to assume a fluctuation of concentration or p_H or

any other parameter, rapid enough, periodical enough and of constant enough amplitude, to bring about an alternation exactly in the ratio 1 : 1 of tens of thousands of lattice layers.

The simple "decomposition mechanism" solves the problem apparently only, as it supposes that a constant (low) K concentration periodically falls below a threshold value, just because of the reception of K^+ ions into the

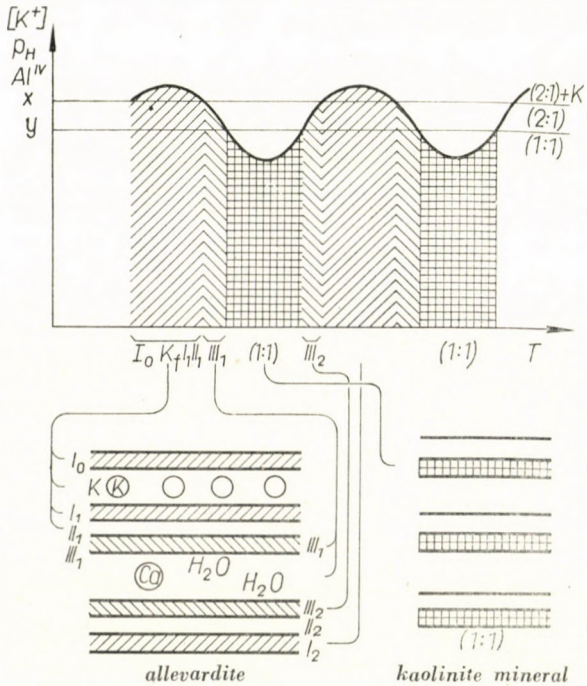


Fig. 5. Formation of allevardite and kaolinite as a function of the K^+ ion concentration (*i.e.* of p_H and K^+/H^+ ratio)

lattice, and then, increasing again, once more rises above the threshold value. This leaves open the problem of the mechanism governing the close connexion between the fluctuations of K concentration and the growth of the lattice by incorporating elements other than K. In the absence of such a mechanism it is hard to see why the K ion layer cannot be left out in two or three successive lattice layers, whereas the 1 : 1 periodicity in allevardite is known to be very stringent and no regular interlayering of any other proportion is known.

In view of these circumstances, we have taken as the foundation of our model of allevardite formation the fact that the formation of this mineral is restricted to a fairly narrow range of K ion concentration.

Let us first consider the growth of the layer denoted I_0, of the composition $(Si, Al)_2^{+7}O_5$. No K^+ ions will adhere to this layer below a K concentra-

tion (or activity) less than a certain "adherence threshold" x (Fig. 5). A greater K^+/H^+ ratio then results in a layer complex of the (2 : 1) type, in which the intensified activity of Al^{IV}, due to the increased p_H, results in an enhanced substitution of Si by Al in the tetrahedral layer (cf. the experiments by FRIPIAT et al. 1963, 1965). It is in this time span that the I_0 layer, the K ion layer and the I_1 layer are formed (Fig. 5). Let us suppose now that the incorporation of the K ions into the lattice results in a decrease of K concentration (or activity) below the threshold x. The K ions cannot now adhere to the tetrahedral layer; until the K concentration drops below the value y, the K^+/H^+ ratio is still great enough for a (2 : 1) type mineral to form, but the concentration of Al^{IV} in the alumosilicate gel is already too low. Hence, less Si is substituted by Al^{IV} in the III_1 layer (and consequently, the charge of this layer is greater than that of the I_1 layer). As soon as the K ion concentration and consequently also the p_H drop below the value y, the low K^+/H^+ ratio entails the formation of a (1 : 1) type rather than a (2 : 1) type mineral, as the activity of Al^{VI} exceeds that of Al^{IV}. In this span of time, a mineral of (1 : 1) type, kaolinite, is formed instead of allevardite, until the K ion concentration, and together with it, the p_H rise above the value y, in which case the layers III_2 and II_2 come to exist; a further increase above the threshold value x results in the formation of the layers I_2 and K.

According to this hypothesis, although the crystallization of allevardite is governed by temporal fluctuations of K ion concentration and by the related fluctuations of the p_H and K^+/H^+ ratio, it is not necessary to postulate a strict periodicity of the phenomenon since in the periods when the K ion concentration is below y, another mineral, kaolinite is being built. A concentration below y may indeed prevail for any length of time without an allevardite grain continuing to grow *e.g.* by the addition of montmorillonite layers, as the Al and Si components present in this period are consumed by other growing minerals and the growth of allevardite continues only when the necessary conditions are satisfied again: it is this mechanism that ensures the perfect regularity of the interlayering of allevardite.

This hypothesis presumes that, contrary to the static systems studied in the laboratory, there is under the conditions of mineral formation in nature a material and energy flow in which the ions are directed now towards the one, now towards the other mineral phase, in function of the fluctuations of their activities with respect to the various phases in question.

If the K ion concentration substantially exceeds the threshold x for a considerable length of time, illite is formed; a protracted stagnation of the concentration between x and y gives rise to an irregular interlayering of allevardite and montmorillonite.

This hypothesis may explain why kaolinite–illite and kaolinite–allevardite may occur as the result of the clayey decomposition of vitreous volcanic tuffs,

together in the same rock and in a variety of proportions, all over the Tokaj Mountains and particularly on intensively investigated Király Hill at Mád and Kassa Hill at Ond.

Observations of active volcanoes, *e.g.* of Kilauea in Hawaii, have revealed that the cracks of the solidified lava surface alternately emit water vapour and SO_2, the latter in quite considerable quantities. When only water vapour escapes, it possesses a highly basic p_H owing to the ready solubility of alkalis. SO_2 of course reduced the p_H to about 4 (PAYNE—MAU, 1946).

The mechanism proposed here attributes the strictly regular alternation of K layers to a fluctuation of K ion concentration, whose periodicity may, however, in function of the mechanism of supply and consumption, be irregular as well as regular, because below a threshold value of the K^+/H^+ ion ratio kaolinite is formed rather than allevardite or illite.

Observations in the field suggest that in the formation of allevardite, illite and, of course, montmorillonite, the Mg ion concentration also plays an important role. Chemical analyses reveal a monotonic increase of the MgO content outward from the allevardite zone through the illite zone, very frequently up to the montmorillonite–1M zone farthest outside.

This hypothesis harmonizes also with the circumstance that a decrease of the K^+/H^+ ratio entails an increase of Al^{VI} concentration in the alumosilicate gel, so that owing to the law of mass action, the substitution of Si by Al is less thorough in the tetrahedral layers III_1 and III_2 than in the layers I_0, I_1, I_2 etc. This leads, however, quite independently of the K layers, to the development of a periodicity of 2c.

The irregularly interlayered minerals may form either according to the mechanism just proposed or according to SUDO's leaching mechanism. In our opinion, montmorillonite–2M is undoubtedly formed by leaching out of allevardite.

Geological conditions

The clay minerals described above occur among the products of the Tertiary volcanic ring inside the Carpathian ranges, in the upper part of the Sarmatian basal tuff of 300 to 400 m thickness (NEMECZ—VARJÚ, 1963).

The occurrences investigated lie in the southwestern Tokaj Mountains, on Király Hill within the bounds of the village of Mád.

Király Hill largely consists of rhyolite pyroclastics. Near its peak there is a mass of rhyolite lava. There is no andesite except in the southeastern foreland.

The above-discussed clay minerals are the products of hydrothermal processes acting on the rhyolite tuff along gaping fissures.

In the mineral composition of the mother rock, volcanic glass is dominant. There are locally substantial percentages (up to 40) of feldspar (sanidine and adularia). Quartz is relatively rare, cristobalite even more so.

Clay minerals are formed out of feldspar and glass. Feldspar is in most of the rock so scarce (1 to 5 per cent) as to be negligible.

The mother substance of the above-discussed clay minerals consists therefore essentially of a debris of vitreous rhyolite.

The extremes of chemical composition in these rhyolites are as follows:

SiO_2	72.0	to	77.5
Al_2O_3	11.3	„	13.2
Fe_2O_3	1.2	„	1.5
TiO_2	0.1	„	0.3
CaO	0.41	„	3.69
MgO	0.03	„	2.96
Na_2O	0.37	„	2.96
K_2O	1.6	„	10.3
L.O.I.	0.05	„	6.30

The chemical composition of entirely unaltered volcanic glasses is as follows:

	glass tuff	perlite	marekanite	
			dark core	matrix
SiO_2	76.0	74.45	77.4	74.6
Al_2O_3	11.3	12.2	11.87	12.71
Fe_2O_3	1.5	1.1	1.24	1.54
CaO	0.8	1.44	0.90	0.90
MgO	0.4	0.51	0.03	0.07
Na_2O	2.13	2.91	2.85	2.70
K_2O	3.27	3.51	6.05	6.05
L.O.I.	4.7	3.52	1.75	3.18

Mg is most abundant near the top and bottom of the basalt tuff, particularly in the mixed tuffs containing debris of rhyolite, dacite and andesite, and in the biotitic tuffs. The mass of Mg-rich tuffs is subordinate as related to the total mass. MgO concentration is rather variable from one tuff scatter to the next, even within one and the same tuff horizon. Several hundred chemical analyses gave a maximum MgO content of 2.96 per cent for mixed tuffs, 2.04 per cent for biotitic tuff, 1.26 per cent for zeolitized tuff, 1.30 per cent for tuffs with pumice lapilli, 1.80 per cent for tuffs with pumice sand, and 1.25 per cent for redeposited tuffs.

The abundance of K_2O shows an increasing tendency from the bottom towards the top of the basal tuff. Average contents are 3.72 per cent in the

zeolitic tuff level, 3.84 in the pumice lapilli level, 4.60 in the pumice sand level, and 4.96 per cent in the redeposited tuff above the rhyolite. The uppermost 30 to 40 metres of the pumice lapilli level consist of a so-called potash rhyolite tuff high in potash (6 to 10 per cent), deposited partly on dry land, partly in the sea. The pumice sand tuff also includes layers or tuff scatters with potash contents up to 6 per cent.

The hydrothermal activity studied on and around Király Hill is characterized by a high initial potassium concentration, passing over into a low alkali content and acid p_H.

The abundance of potassium in the hydrothermal formations can be attributed to the considerable masses of potash-rich rhyolite (6 to 8 per cent K_2^4O) on Király Hill and to the extensive potash-metasomatic alteration of the nearby andesites, both suggested by the elevated position of the clay mineral deposits. In order to attain the level of the clay deposits in question, the hydrothermal fluid had to traverse several hundred metres of potassium-rich rock. In the pumice-rich rhyolite pyroclastics underlying the clay deposits, intense leaching could readily have taken place.

Leaching is the factor responsible for the change in alkali and alkali earth content in the hydrothermal solutions. Once the traversed tuffs had been thoroughly leached, the solutions appearing at the higher levels became acidic and of low ion concentration. Accordingly, two phases of hydrothermal activity can be distinguished in the superior portion of the basal tuff complex, in numerous places all over the Tokaj Mountains:

I. Potassium-rich hydrotherms,

II. Alkali-poor low-p_H hydrotherms.

The two types occur in succession in certain places, and separated in pace in others.

Traces of intense leaching of the tuffs are frequent. It is in this way that the high-porosity, light, so-called hornets' nest tuffs came to exist.

The Tokaj Mountains are thoroughly faulted. Most of the faults are disjunctive along the margin of the subsidence zone of the Great Hungarian Plain.

The most intense clay mineralization is connected with the faults of NW—SE strike, considered oldest in the area.

There are regular clay mineral zones along the faults (Fig. 8).

On the basis of recent investigations, the above geological outline of the region can be complemented as follows.

The irregularly interlayered varieties (illite–montmorillonite and allevardit–montmorillonite) occur on the margin of the allevarditic zone, adjacent to the same (Fig. 6).

Increasing distance from the fault line seems to have impaired the uniformity of ion supply.

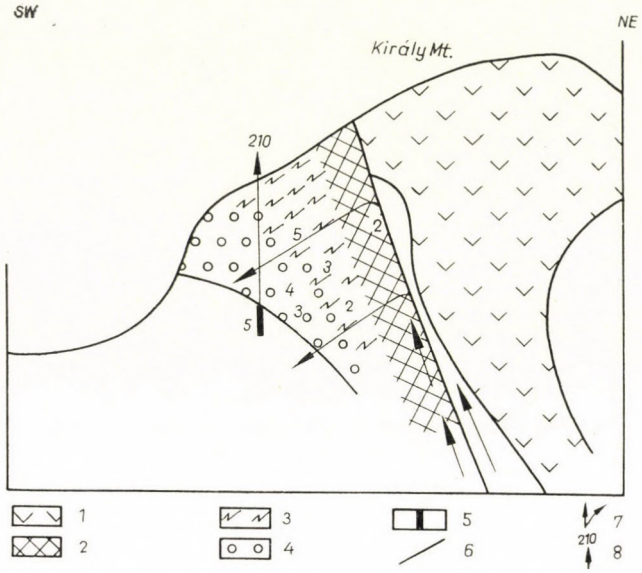


Fig. 6. Profile sketch of the conditions of origin of allevardite and irregularly interlayered clay minerals

1. rhyolite, 2. silicified zone, 3. kaolinitic zone, 4. allevarditic zone, 5. irregularly interlayered clay minerals, 6. fault line, 7. paths of hydrothermal solutions, 8. prospect drilling

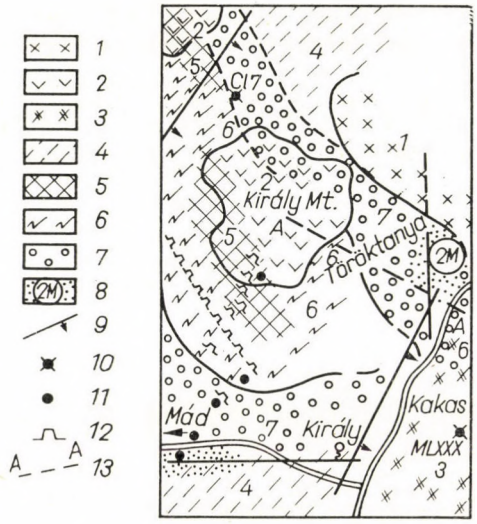


Fig. 7. Sketch of the allevardite-and-montmorillonite–2M area at Töröktanya

1. andesite, 2. rhyolite, 3. rhyolite tuff with perlite lapilli, 4. rhyolite with pumice-stone, 5. silicified zone, 6. kaolinitic zone, 7. allevarditic zone, 8. montmorillonite–2M, 9. fault line, 10. prospect hole, 11. development borehole, 12. development gallery, 13. profile line

In dependence on structural preformation and on the circulation pattern of hydrothermal solutions, the clay mineral deposits in question are massive, bulky rather than zonal, but their mutual spatial relations exhibit notwithstanding a certain regularity.

In the northeastern part of the investigated area the allevarditic formation has been dissected by younger faults channeling acid hydrothermal solutions.

This action resulted in the transformation of allevardite and in the formation of montmorillonite–2M as described above (Figs 7, 8).

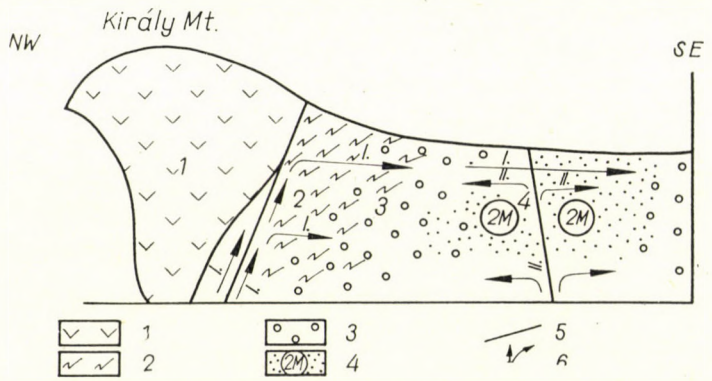


Fig. 8. Profile sketch of the conditions of origin of allevardite and montmorillonite–2M. 1. rhyolite, 2. kaolinitic zone, 3. allevarditic zone, 4. montmorillonite–2M, 5. fault line, 6. path of hydrothermal solutions

It is a general observation that in the southeastern part of the Tokaj Mountains the fault system was rejuvenated in the Sarmatian and in part also in more recent times, even up to the Pleistocene. Besides the opening up of the fault planes, rejuvenation often resulted in more or less considerable throws. A gaping fissure is suggested by Király Spring on the south flank of Király Hill. Leaching was most intense along the faults of E—W and N—S strike.

Most of the allevardite-to-montmorillonite–2M transformation presumably took place some time ago, but it is by no means impossible that it is still going on today as a result of the low-temperature thermal waters surging in the region.

The allevardite and allevarditic tuff of Töröktanya passes gradually into montmorillonite–2M. Our prospect drillings have traversed quite a few layers consisting of mixed material.

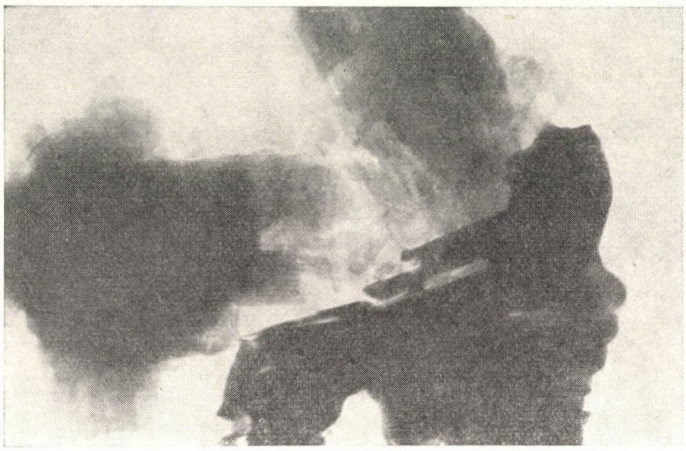


Fig. 9a



Fig. 9b



Fig. 9c

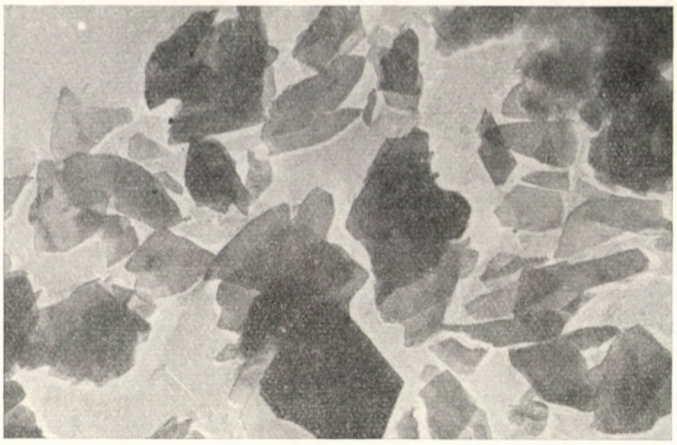


Fig. 9d

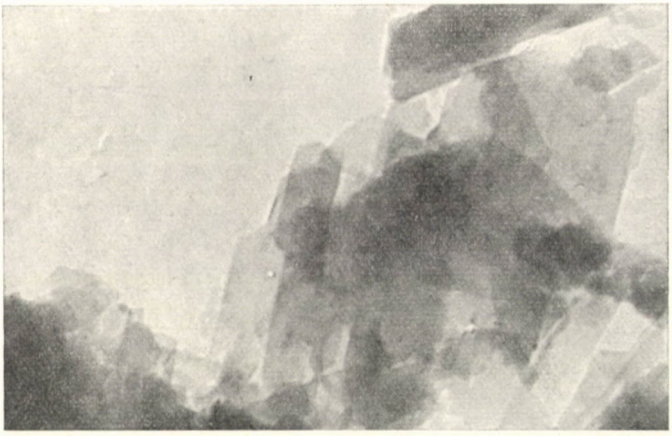


Fig. 9e



Fig. 9f



Fig. 9g

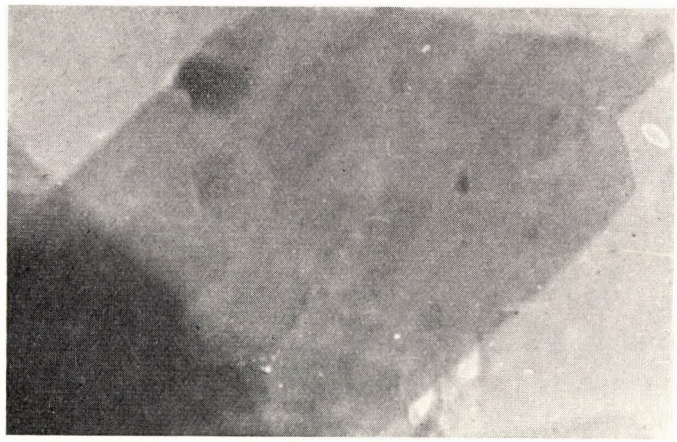


Fig. 9h

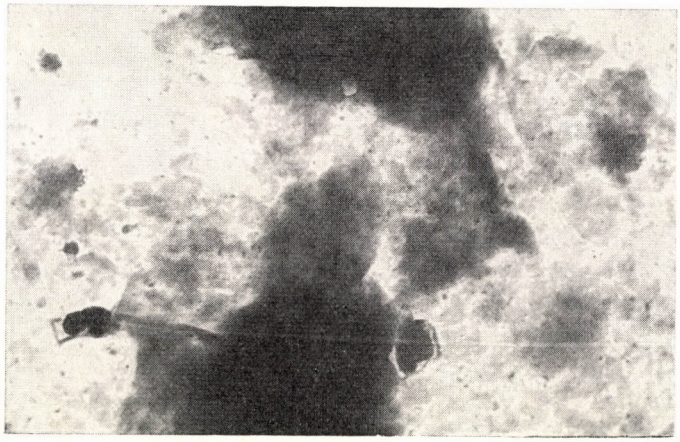


Fig. 9i



Fig. 9j

Electron micrographs of expanding (2 : 1) minerals

Illite–1M$_d$	*a*	4120 ×	*b*	10120 ×
Allevardite	*c*	4120 ×	*d*	10120 ×
Montmorillonite–2M	*e*	4120 ×	*f*	25400 ×
Irregularly interlayered illite (montmorillonite)	*g*	4120 ×	*h*	18350 ×
Montmorillonite–1M (common variety)	*i*	10120 ×	*j*	10120 ×

REFERENCES

1. Brindley, G. W.—Sandalaki, Z.: Structure, composition and genesis of some long-spacing, micalike minerals. Am. Min. **48,** 138—149, 1963.
2. Fripiat, J. J.—Gastuche M. Cl.: L'état d'organisation des produits de départ et la synthèse des argiles. Proc. Internat. Clay Conf. Stockholm **I,** 53—65, 1963.
3. Fripiat, J. J.—Léonard, A.—Uytterhoeveni J. B.: Structure and properties of amorphous silicoaluminas II. J. Phys. Chem. **69,** 3274—3279, 1965.
4. Glaeser, R.: Détection de la démixtion des cations Na, Ca dans une hectorite bi-ionique. C. R. Acad. Sci., Paris, **246,** 2909—2912, 1958.
5. Heystek, H.: An occurrence of regular mixed-layer clay mineral. Min. Mag. **30,** 400—408, 1954.
6. Nemecz, E.—Varjú, Gy.: Sodium Bentonitization, Clinoptylolitization and Adularization in the Rhyolitic Tuffs of the Szerencs Piedmont Area. Acta Geologica. Tom. **VI,** 389—426, 1962.
7. Nemecz, E.—Varjú Gy.—Barna J.: Allevardite from Királyhegy Mountain, Hungary. Proc. Internat. Clay Conf., Stockholm, **II,** 51—67, 1963.
8. Payne J. H.—Mau K. T.: A Study of the Chemical Alteration of Basalt. Journ. of Geology. **LIV,** 6, 1946.
9. Sudo, T.—Hayashi-Shimoda, S.: Mineralogical problems of intermeditae clay minerals. Clays and clay minerals, IXth Conf., 378—392, 1962.

РАЗНОВИДНОСТИ РАЗБУХАЮЩИХ (2:1) ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ГЕНЕТИКА

Резюме

В юго-западной части Токайских гор сформировались разнообразные глинистые минералы в результате гидротермального превращения, связанного с риолитовым вулканизмом. В процессе этого образовались разновидности разбухающих (2:1) глинистых минералов, которые в отношении межслойного содержания K и популяции тетраэдрическо-октаэдрических слоев слоев представляют собой переходы между иллитом и монтмориллонитом. В настоящее время известны следующие разновидности рассматриваемых минералов: иллит (с соотношением разбухающих слоев ниже 10%), аллевардит (минерал из правильно переслаивающихся иллита и монтмориллонита в пропорции 1/1), монтмориллонит с периодом 2c, минералом из неправильно переслаивающихся иллита и монтмориллонита и из неправильно переслаивающихся монтмориллонита и аллевардита, монтмориллонит с периодом 1c. —

Оригинальный минерал представляет собой правильное переслаивание Na-слюды и монтмориллонита. Однако, из-за совершенной идентичности рентгенограмм, автор называет аллевардитом также разновидность K. Впрочем, минерал вполне соответствует глинистому минералу, описанному Гейстеком (Heystek, 1954). —

В статье подробно излагаются рентгено-диффракционные свойства и наблюдаемые при нагревании особенности рассматриваемых разновидностей минералов.

Исходя из закономерностей пространственного размещения отдельных типов, одни разновидности могут рассматриваться как результат различных физико-химических условий, господствовавших в разных зонах гидротермального превращения. Другие разновидности образовались, по-видимому, вследствие последующего вышелачивания.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 347—356 (1967)

DIE QUANTITATIVE PHASENANALYSE IN DER TONMINERALFORSCHUNG

Von

I. NÁRAY-SZABÓ und É. PÉTER

ZENTRALFORSCHUNGSINSTITUT DER UNGARISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN, BUDAPEST

Die von den Autoren entwickelte diffraktometrische Methode zur quantitativen Phasenanalyse wird ausführlich beschrieben. Ihre Anwendbarkeit für die quantitative Phasenanalyse von Tonen auch in der Gegenwart einer amorphen Phase, wird bewiesen.

Die Vorteile der quantitativen Phasenanalyse gegenüber der gewöhnlichen chemischen Analyse sind in der Literatur bereits weitgehend diskutiert worden. Alle Autoren sind sich darüber einig, daß selbst eine Phasenanalyse, die nicht die Genauigkeit der chemischen Analyse erreicht, auf den verschiedensten Gebieten der Wissenschaft äußerst nützlich sein kann. Die Forschung der Tonmineralien und die damit engst zusammenhängende Untersuchung von Tonen, Böden usw. ist heute ohne eine quantitative Phasenanalyse nicht mehr vorzustellen, da die möglichst genaue quantitative Kenntnis der vorliegenden Phasen von grundlegender Bedeutung ist.

Zur Bestimmung dieser, besonders der Tonmineralien sind aber optisch-mikroskopische Methoden unzulänglich. Mit der von uns ausgearbeiteten Methode haben wir die verschiedensten quantitativen Phasenanalysen in großer Zahl durchgeführt; im folgenden möchten wir über unsere Ergebnisse auf dem Gebiet der Tonmineralien berichten.

Beschreibung der Methode

Betreffs der Grundlagen der quantitativen röntgenographischen Bestimmung von kristallinen Phasen verweisen wir auf das bekannte Buch von KLUG u. ALEXANDER [1].

Schon HULL [3] hat darauf hingewiesen, daß jede kristalline Phase durch eine Reihe von Röntgenreflexionen gekennzeichnet wird und identifiziert werden kann. Diese Reflexionen werden durch die Anwesenheit anderer Phasen nicht beeinflußt; sie erscheinen immer bei denselben Glanzwinkeln und immer mit den gleichen relativen Intensitäten. Auch die Möglichkeit der Entwicklung einer quantitativen Phasenanalyse hat HULL betont. Natürlich können Koinzidenzen von Reflexionen verschiedener Phasen vorkommen,

Tabelle I

Hauptreflexionen von Ton- und Bodenmineralien

2 ϑ°	d Å	Int	Mineral	2 ϑ°	d Å	Int	Mineral
3,40	26,0	100	All	26,66	3,343	100	Q
5,88	15,02	100	Ca—M	26,78	3,327	74	I
6,27	14,09	90	Ch	26,89	3,314	66	IF
7,18	12,30	100	Na—M	27,50	3,241	100	Mk
8,45	10,46	100	IF	27,56	3,235	100	O
8,83	10,00	100	I	27,86	3,200	44 ; 27	M ; I
9,08	9,733	12	A	27,94	3,191	100	A
12,40	7,134	100	K	28,42	3,138	12	Cr
12,55	7,049	100	Ch	28,64	3,116	18	Na—M
13,83	6,400	11	A	29,35	3,041	5	Ca—M
17,60	5,036	5	M	29,41	3,035	100	C
17,80	4,980	28	I	29,90	2,984	100	Alu
18,40	4,819	100	Gi	30,18	2,961	13	A
18,51	4,791	100	N	30,48	2,931		
18,79	4,719	100	B	31,03	2,880	100	D
18,83	4,710	30	Ch	31,83	2,810	70	Ch
19,80	4,482	34	M, K, IF	33,03	2,710	100	P
19,98	4,441	21	K	33,28	2,690	80 ; 100	G ; H
20,36	4,360	70	B	35,06	2,558	49	IF
20,43	4,345	26 ; 40	K ; Gi, IF	35,12	2,553	30	I
20,50	4,330	25	N	35,76	2,510	75	H
20,86	4,256	24	Q	36,05	2,489	20 ; 18	K ; Cr
21,09	4,210	100	G	36,54	2,458	12	Q
21,14	4,200	15	N	36,82	2,440	70	G
21,32	4,165	28	K	37,13	2,420	66	P
21,53	4,125	26	K	37,65	2,387	27	Gi
21,97	4,043	100 ;	Cr ; M	38,54	2,335	27	K
22,04	4,030	10	A	39,30	2,291	55	Alu
23,07	3,854	12	C	39,42	2,285	18	C ; D ; K
23,21	3,830	17	K	39,47	2,282	12	Q
23,56	3,775	14	A	40,28	2,237	6	Q
23,84	3,730	19	K	40,57	2,222	65	B
24,42	3,643	21	IF	41,25	2,187	12	D
24,93	3,568	57	K	41,38	2,180	29	I ; K
25,22	3,529	100	Ch	42,46	2,128	9	Q
25,40	3,504			43,16	2,095	18	C
26,43	3,370	15	K	45,56	1,986	32 ; 10	I ; K

2 ϑ°	d Å	Int	Mineral	2 ϑ°	d Å	Int	Mineral
45,80	1,980	4	Q	51,31	1,780	14	D
47,50	1,913	13	C ; K	54,22	1,690	63	H
47,76	1,903	32	Alu	54,86	1,672	7	Q
48,06	1,892	20	K	56,35	1,631	100	P
48,54	1,875	17	C ; K	60,00	1,541	15	Q
50,18	1,817	17	Q	61,95	1,497	10	M

ϑ = Glanzwinkel, 2 ϑ = Ablenkungswinkel (in Graden)

Abkürzungen:

A = Albit, All = Allevardit, Alu = Alunit, C = Calcit, B = Bayerit, Ch = Chlorit, Cr = Cristobalit, G = Goethit, G = Gibbsit (Hydrargillit), = Hämatit, I = Illit, IF = Illit (Füzérradványer Typ), K = Kaolinit, M = Montmorillonit (Ca- oder Na-Verbindung), Mk = Mikroklin, N = Nordstrandit, O = Orthoklas, P = Pyrit, Q = Quarz

es ist aber praktisch immer möglich, eine qualitative Identifizierung durchzuführen.

Von der zu untersuchenden Probe, deren Teilchengröße möglichst nicht mehr als 5 μm (zweckmäßig 2—5 μm) betragen soll, nehmen wir ein Diffraktogramm mit den weiter unten angegebenen Abtast- bzw. Papiergeschwindigkeiten und anderen Parametern auf. Durch die Ausmessung der Glanzwinkel der vorliegenden Hauptreflexionen erkennt man leicht die vorliegenden Phasen (Minerale) (siehe Tabelle 1). Aus dem Diffraktogramm ersehen wir also, daß in unserer Probe die Phasen $A, B \ldots N$ vorliegen. Nun können die relativen Häufigkeiten dieser Phasen — in Prozenten des kristallinen Anteiles — mittels der von uns angegebenen Gleichung

$$X_A = 100 \cdot \frac{K_A I_A}{K_A I_A + K_B I_B + \ldots K_N I_N} \tag{1}$$

berechnet werden wo X_A den Prozentanteil, I_A die Intensität der ausgewählten Reflexion und K_A eine experimentell zu bestimmende Konstante der Phase A bedeutet. Ähnliche Gleichungen gelten für die Phasen B usw. — Diese Gleichung kann aus der Laueschen Intensitätsgleichung elementar hergeleitet werden, sie ist also prinzipiell nicht neu. Doch sind Anwendbarkeit und Vorteile der Gl. (1) zuerst von uns gezeigt worden u. zw. an vielen Hunderten von künstlichen und natürlichen Gemischen [5].

Man kann praktisch sehr viele, z.B. 10—15 Phasen in einem Gemisch bestimmen, wenn die vorliegenden Phasen wenigstens je eine Reflexion ergeben, deren Intensität im Diffraktogramm einwandfrei meßbar ist.

Ausführung der Messungen

Wir haben zu den Messungen ein Philips—Müller-Diffraktometer benützt. Bei Tonmineralanalysen hat sich eine Abtastgeschwindigkeit von 1/2° pro Minute und eine Koordinatenpapiergeschwindigkeit von 800 mm pro Stunde als zweckmäßig erwiesen. Natürlich kann man noch genauere Messungen mit geringerer Abtast- bzw. Papiergeschwindigkeit vornehmen und ebenso kann man die Genauigkeit durch mehrere Parallelbestimmungen erhöhen. Für die meisten Zwecke sind jedoch die obigen Bedingungen hinreichend. Die Zeitkonstante war bei uns durchweg 8 sec, die Austrittsblende 1° und der »Meßfaktor« 1. Unser Diffraktometer ist mit einem GM-Zählrohr versehen; es kann aber auch ein Diskriminator mit einem Proportionalzähler benützt werden, wodurch der Untergrund der Peaks ziemlich herabgedrückt wird. Wir selbst haben aber damit keine Erfahrung.

Zur Ausführung der Messungen muß man immer Präparathalter von den gleichen Abmessungen benützen, die mit dem bei der Bestimmung der Konstante angewendeten Präparathalter übereinstimmen sollen. Unsere Präparathalter bestehen aus Plexiglas; die Dicke der Platte beträgt 3 mm, sie ist mit einer 1 mm tiefen Aussparung von 36×11 mm versehen. Die Füllung mit der pulverisierten Probe geschieht ohne starken Druck; die Oberfläche des Präparates wird mit einer aufgerauhten Plexiglasplatte durch kreisende Bewegung behandelt. Dadurch wird eine Parallelorientierung der Körner nach der Basisfläche weitgehend ausgeglichen. Die sehr nachteilige Erscheinung der Parallelorientierung tritt nach unserer Erfahrung bei natürlichen trockenen Böden weniger vor, da diese außer Tonmineralien immer auch Quarz, Feldspäte, Calcit und Dolomit enthalten, die nicht plattig entwickelt, der Parallelorientierung entgegenwirken. Das obige Verfahren hebt die Parallelorientierung praktisch auf.

Bestimmung der Konstanten

Von dem betreffenden Grundstoff, dessen Konstante wir bestimmen wollen, also z. B. von dem reinen Tonmineral, werden abgewogene Mengen mit Magnesiumoxyd p. a. in bekannter Proportion unter einigen ml abs. Äthanol im Achattiegel gründlich vermischt, dann mit einer Infralampe getrocknet und wieder pulverisiert. Das Präparat soll möglichst keine Körner über 5 μm Größe enthalten, weil dadurch die Genauigkeit der Messung beeinträchtigt wird. Bei den Mineralien der natürlichen Tone ist diese Bedingung für die entscheidende Primärteilchengröße im allgemeinen erfüllt, auch wenn größere, durch Aggregation entstandene Teilchen vorliegen. Nötigenfalls kann man die Probe mahlen, wozu eine kleine Kugelmühle aus gesintertem Wolframcarbid sehr zweckmäßig ist (bei Benutzung einer Achatmühle oder eines

Achattiegels kann Quarz etwas SiO_2 abreiben, wodurch die Zusammensetzung der Probe verfälscht wird). Allzulanges Mahlen kann die Teilchen amorphisieren, u. a. auch die Oberfläche des Quarzes.

Von den derart vorbereiteten 6 bis 9 Gemischen bekannter Zusammensetzung (z. B. 10, 20, 30 . . . 90% MgO) macht man Diffraktogramme unter den obengenannten Bedingungen. Auf den Diffraktogrammen werden die ausgewählten Reflexionen des untersuchten Stoffes und des Magnesiumoxydes ausgemessen, d. h. ihre Fläche wird bestimmt, entweder durch Planimetrieren, oder durch Auszählen der Quadrätchen am Koordinatenpapier, oder aber durch Einzeichnung von Dreiecken und Berechnung ihrer Fläche. Die Intensitäten sind einfach mit der Fläche des Peaks proportional, wobei man natürlich den Untergrund nicht mitzählt, nur die darüber herausragende Fläche.

Zur Bestimmung wählen wir womöglich die stärkste Reflexion der Phase, wenn sie nicht mit einer der Reflexionen einer anderen anwesenden Phase koinzidiert. Diese ausgewählten Reflexionen sind in Tab. II enthalten.

Tabelle II

Diffraktometrische Konstanten K von Tonmineralien (für Cu Kα)

Mineral	$2\vartheta°$	d Å	K
Ca-Montmorillonit	5,89	15,00	0,55
Allevardit	7,11	12,43	1,20
Na-Montmorillonit	7,16	12,34	0,40
Illit	8,83	10,00	1,58
Kaolinit	12,40	7,134	1,50
Chlorit (Pennin)	12,55	7,055	1,50
Cristobalit	21,97	4,043	0,65
Quarz	26,66	3,343	0,85
Orthoklas	27,56	3,235	1,23
Albit	27,94	3,191	1,23
Calcit	29,41	3,035	0,81
Dolomit	30,97	2,886	0,85
Alunit	29,90	2,984	1,52
MgO	42,82	2,106	1,00

Haben wir die Intensitäten (als Flächen) bestimmt, so können wir Gleichung (1) anwenden. Für ein Gemisch das 50% des zu untersuchenden Grundstoffes *A* und 50% MgO enthält, erhalten wir

$$50 = \frac{K_A I_A}{K_A I_A + K_{MgO} I_{MgO}}$$

Da $K_{MgO} = 1$ gesetzt wird und I_A und I_{MgO} als Meßwerte vorliegen, können wir aus obiger Gleichung K_A berechnen. Dasselbe Verfahren wird natürlich mit anderen Konzentrationen wiederholt und so erhalten wir eine Reihe von Werten für K_A, deren Mittelwert dann als Grundlage der praktischen Bestimmungen dient.

Steht uns kein reiner Grundstoff zur Verfügung, nur ein solcher, der *eine* verunreinigende Phase B enthält, deren Konstante K_B bekannt ist, so können wir zur Berechnung von K_A folgende Gleichung benützen:

$$K_A = \frac{100 \frac{I_{MgO}}{X_{MgO}} - I_{MgO} + K_B I_B}{I_A}$$

Wie schon erwähnt wurde, ist der »Kristallisationsgrad« eines und desselben Minerals verschiedener Herkunft nicht genau gleich. Man sollte also für jede Messung die Konstante desjenigen reinen Minerals bestimmen, welches eben in der zu untersuchenden Probe vorkommt. Das ist natürlich meistens unmöglich, was sicherlich eine Fehlerquelle der Methode ist, die aber jeder röntgenographischen Methode anhaftet [6—13]. Im allgemeinen sind aber die Abweichungen nicht sehr groß, sie überschreiten 10% relativ nicht. In ungarischen Bauxitlagerstätten konnte BÁRDOSSY [2] reine Mineralien in Nestern finden und an diesen sehr genaue Konstanten bestimmen.

Die von uns gefundenen Konstanten sind in Tab. II zusammengefaßt. Sie haben sich in einer großen Reihe von Ton- und Bodenanalysen bewährt.

Die so bestimmten Konstanten gelten nur für die angegebenen Bedingungen, also für CuKα-Strahlung, Präparathalter der angegebenen Größe, Austrittsblende des Philips—Müller-Diffraktometers 1°. Bei einer verschiedenen Geometrie der Anordnung muß man die Konstanten eigens bestimmen.

Es soll hier erwähnt werden, daß diese diffraktometrischen Konstanten mit großem Arbeitsaufwand auch rechnerisch ermittelt werden können, wie dies durch JAHANBAGLOO und ZOLTAI [4] getan wurde. Solche Konstanten enthalten aber den Ordnungsgrad der Phase nicht.

Diffraktometrische Bestimmung der einzelnen Mineralien

Zunächst wird ein Übersichtsdiffraktogramm von $2\vartheta = 4$ bis 34° gemacht mit 1°/min Abtastgeschwindigkeit und 1600 mm/Stunde Papiergeschwindigkeit. Auf dieser Aufnahme, die in 30 Minuten fertig wird, kann man mit Hilfe der Tabelle I die anwesenden Mineralien schnell bestimmen; die Abweichungen der Winkelwerte können infolge verschiedener Ursachen einige Hundertstel Grad ausmachen. Quarz ist fast ausnahmslos vorhanden,

und das kann zu einer sehr genauen Bestimmung der etwa notwendigen Winkelkorrektur dienen, da die Reflexionen bei 20,86° und 26,66° immer sehr genau bei diesen 2 ϑ-Werten liegen.*

Nachdem die vorhandenen Phasen an Hand der Tabelle I bestimmt wurden, kann man zur quantitativen Bestimmung fortschreiten. Dazu benützen wir ein Diffraktogramm mit CuKα-Strahlung, 40 kV, 20 mA, 8(8)1, 800(½)1, d.h. Unterteilung 8, Zeitkonstante 8, Austrittsblende 1°, Papiergeschwindigkeit 800 mm/Stunde, Abtastgeschwindigkeit ½ Grad/min, Meßfaktor 1. Ist das Diffraktogramm von 3 bis 36° (und eventuell außerdem von 49 bis 51°) fertig, so muß man zunächst die Grundlinie ziehen. Diese nimmt vom Anfang d. h. 3° ab. Bei etwa 4,5° finden wir bei Tonen und Böden ein Minimum der Diffraktometerkurve; diesen Punkt verbinden wir durch eine Gerade mit dem Schnittpunkt der Kurve mit der Ordinate bei 14°; von da ab ist es leicht, die Grundlinie durch Geraden auszugleichen.

Nun kommt es oft vor, daß die Probe auch amorphe Bestandteile enthält. Diese erschweren natürlich die quantitative Bestimmung, jedoch ergibt das Verfahren doch eine genügende Genauigkeit, wenn man die weiter unter beschriebene Prozedur anwendet. Zunächst wollen wir jedoch die Bestimmung der einzelnen Mineralien im Falle besprechen, wo keine amorphen Stoffe zugegen sind.

Von den Mineralien der Tabelle II hat Calcium-Montmorillonit den kleinsten Bragg-Winkel, 5,89°, dann folgt Chlorit (Pennin) mit 6,27°, Na-Montmorillonit mit 7,18° und Illit mit 8,83°. Diese Mineralien sind oft mehr oder weniger amorphisiert, was natürlich die Genauigkeit ihrer Bestimmung beeinträchtigt. Man zieht also die Fläche der Ca-Montmorillonit-Reflexion von 4,5° bis 10°, bei wenig Montmorillonit bis 8,5°. Natrium-Montmorillonit wird von 5,5 bis 10,0° gemessen.

Illit reicht von 7,00 bis 10,0°. Sind aber Illit und Montmorillonit beide vorhanden, so macht man bei 7,5° eine Trennungslinie für beide Reflexionen. Chlorit kann von Montmorillonit schwierig getrennt werden, da die starken Reflexionen der beiden koinzidieren. Ist kein Kaolinit vorhanden, so messen wir die stärkste Chloritreflexion, die bei 12,55° (Pennin) liegt. Zur Kontrolle des Illits kann die Linie 35,12° dienen, deren Intensität 35% ausmacht.

Kaolinit wird von 11,5 bis 14° (bei geringem Gehalt 11,5 bis 13°) gemessen. Die Reflexionen des Kaolinits bei 12,40° und des Chlorits bei 12,55° sind schwer voneinander zu trennen. Die ebenfalls starken Chloritreflexionen bei 25,22° und 25,40°, deren Fläche zusammen 100% der stärksten Chloritreflexion ausmacht, und die Kaolinitreflexion bei 24,93° können zur Kontrolle dienen.

* Die *d*-Werte der Hauptreflexionen findet man in Tab. I.

Die Bestimmung von Quarz wird zweckmäßig auf Grund der Flächen der Reflexionen bei 20,86° (Intensität 24), 26,66° (Intensität 100) und 50,18° (Intensität 17) durchgeführt. Bei der ersten Reflexion ist eine Koinzidenz mit Kaolinit, Feldspat und Illit vorhanden, daher kann die Quarzreflexion 20,86° bei Gegenwart von viel Kaolinit, Feldspat und Illit nicht gut benützt werden. Die Hauptreflexion 26,66° koinzidiert mit einer Illitreflexion 26,78° (bzw. 26,89° beim Füzérradványer Typ), es müssen also 70% der Intensität der Illit-Hauptreflexion 8,83° (bzw. 8,45°), weiterhin 15% der Hauptreflexion des Kaolinits abgezogen werden. Man erhält so meistens zwei nicht genau gleiche Zahlen für die Intensität der Quarz-Hauptlinie und für die aus der Reflexion 20,86° berechneten Intensität; zur Kontrolle zieht man zweckmäßig die Reflexion 50,18° heran, die frei von Koinzidenzen ist, aber wegen ihrer kleineren Intensität und eventuellen starken Verflachung wegen geringer Korngröße nicht so genau meßbar ist, wie die Fläche der Hauptreflexion. Verlassen kann man sich aber nur auf die kombinierte Ausmessung aller drei Reflexionen.

Calcit gibt eine gut definierte Hauptreflexion bei 29,41°, die ohne Korrektur anwendbar ist. Dolomit gibt auch eine scharfe Hauptreflexion bei 31,03°.

Die Bestimmung der Feldspäte ist ein Problem für sich. Qualitativ kann man ohne weiteres Orthoklas (27,56°) und Albit (27,94°) voneinander trennen und auch die Fläche dieser Hauptreflexionen ziemlich gut einzeln bestimmen. Sind aber mehrere Plagioklase zugegen, so kann man ihre Summe bestimmen, da die Reflexionen sehr nahe bei einander liegen, die Konstanten der verschiedenen Feldspäte aber gleich sind, wie das durch Messungen an binären Gemischen von reinen Feldspatarten und MgO gefunden wurde (s. Tabelle I).

Bei Tonen ist es sehr lehrreich, dieselben in Kornfraktionen zu trennen und in diesen die Mineralien einzeln quantitativ zu bestimmen. Man kann aus der Summe der in den Kornfraktionen gefundenen einzelnen Mineralien die Zusammensetzung der Originalprobe berechnen und diese mit der direkt aus der Analyse gefundenen Zusammensetzung vergleichen. Natürlich spielen hier die Fehler der Bestimmung der Kornfraktion-Anteile eine große Rolle.

Die Bestimmung von kristallinen und amorphen Phasen nebeneinander

Nicht nur in Tonen und Böden, sondern auch in den verschiedensten anderen Gemischen finden sich oft amorphe und kristalline Gemengteile vermischt. In solchen Fällen kann man prinzipiell zwei Wege einschlagen. Erstens ist es möglich wohldefinierte amorphe Stoffe ebenso zu behandeln, wie kristalline, d. h. man kann ihre Konstanten bestimmen und im Diffraktogramm die Fläche des amorphen Ringes ausmessen. In Fällen, wo die Zusammensetzung der amorphen Phase konstant ist, kann man auf diese Weise gute Ergebnisse erzielen.

In Tonen liegt jedoch die Sache komplizierter. Es kommen sehr oft amorphisierte Minerale vor und ihre Zusammensetzung ist von Fall zu Fall verschieden. An Hand der schon bekannten Konstanten, in Tabelle II zusammengefaßt, verfahren wir so, daß wir der Probe eine bekannte Menge von MgO p. a. zumischen und ein Diffraktogramm von dieser Mischung auf die beschriebene Weise machen. Durch Vergleich der Fläche der Hauptreflexion des MgO bei 42,92° mit der Fläche der Hauptreflexion jeder zu bestimmenden Phase kann man diese einzeln bestimmen, mittels der Gleichung

$$x_a = \frac{K_a I_a}{I_{MgO}} \cdot \frac{x_{MgO}}{100 - x_{MgO}}$$

wo x_{MgO} die zugemischten Gewichtsprozente MgO bedeutet.

Aus der Summe der so erhaltenen Prozentzahlen kann man den Rest, also die amorphen bzw. unvollkommen kristallisierten Anteile als Differenz gegen 100% berechnen. — Dieses Verfahren wurde an einer Anzahl von künstlichen Mischungen erprobt und sehr brauchbar gefunden; die durchschnittlichen Fehler der einzelnen Werte für die Komponenten betragen hier auch etwa $\pm 1\%$ abs. Wurden diese Messungen mit solchen verglichen, die ohne Beimischung von MgO gemacht wurden, so waren die proportionellen Häufigkeiten der einzelnen kristallinen Minerale mit ebenfalls guter Annäherung in beiden Fällen gleich.

Ein sehr großer Vorteil unserer Methode ist, daß die Absorption in keiner Weise zu berücksichtigen ist und daß die einmal bestimmten Konstanten in jeder beliebigen Mischung gültig bleiben (gleichen Kristallisationsgrad vorausgesetzt).

Man kann also nicht nur Tone, sondern im Prinzip beliebige Mischungen von kristallinen Phasen, auch solche, die eine amorphe Phase enthalten, analysieren. Mehrere amorphe Phasen nebeneinander zu bestimmen ist nicht möglich, solche kamen aber in unserer Praxis nicht vor.

Die Voraussetzung für die Ausführbarkeit unserer Methode ist die Bestimmung der Konstante K jeder Phase, wozu man eine reine Probe von etwa 1—2 g braucht. Mangels einer solchen Probe kann man auch das Gemisch von zwei Phasen gebrauchen, wenn die Konstante der verunreinigenden Phase bekannt ist (s. oben).

Man sieht, daß die Brauchbarkeit der Methode auf der Genauigkeit der Konstanten beruht. Der Kristallisationsgrad der Grundmineralien kann zwar verschieden sein, ist aber nach unseren Erfahrungen und nach G. BÁRDOSSY [2] in einem gegebenen Gebiet praktisch konstant, wie sich das an Hand von vielen hundert Bauxitanalysen ergab. Man kann aber z. B. für einen Montmorillonit ungarischer Herkunft die an einem Wyominger Montmorillonit bestimmte Konstante nicht bzw. nur mit erheblichem Fehler anwenden.

Die oben beschriebene Methode hat sich in der Tonmineralforschung äußerst brauchbar erwiesen und ihre Anwendung gestattet eine einfache, schnelle und praktisch genügend genaue Bestimmung der mineralischen Zusammensetzung.

LITERATUR

1. KLUG, H. P.—ALEXANDER, L. E.: X-ray Diffraction Procedures. New York—London 1954.
2. BÁRDOSSY, GY.: Bergakademie **2,** 65—70, 1965., C. R. Acad. Sci. Paris. 6637—6640, 1965. Kohászati Lapok 355, 1966.
3. HULL, A.: J. Am. Chem. Soc. **41,** 1168, 1919.
4. JAHANBAGLOO, I.—ZOLTAI, T.: Dept. of Geology and Geophysics, Univ. of Minnesota, 1965.
5. NÁRAY-SZABÓ, I.—PÉTER, É.: Chimia **18,** 275, 1964. Földtani Közlöny **94,** 444, 1964. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (3) **10,** 120, 1964.
6. ENGELHARDT, W. v.: Z. Krist. **106,** 430, 1955.
7. FLÖRKE, O. W.—SAALFELD, H.: Z. Krist. **106,** 460, 1955.
8. LEGRAND, C.—BERTRAND, A.: Bull. Soc. Franç. Céram. **50,** 69. 1961.
9. BEZJAK, A.: Croat. Chim. Acta **33,** 197, 1961.
10. BEZJAK, A.—FRIS-GAČESA, T.—USELAC, V.—ARAPOVIČ, A.: Croat. Chim. Acta **34,** 51, 1962.
11. KRANZ, G.—WIEGMANN, J.—HORTE, K. H.: Silikattechnik. **17,** 291, 1966.
12. TSCHUK, G.—WIEGMANN, J.: Silikattechnik **18,** 104, 1967.
13. THEISEN, A. A.—BELLIS, E.: Nature **204,** 1228, 1964.

QUANTITATIVE PHASE ANALYSIS IN CLAY MINERAL RESEARCH

By

I. NÁRAY-SZABÓ and É. PÉTER

Abstract

The X-ray diffraction techniques developed by the authors for quantitative phase analysis are discussed in detail. Their suitability for the quantitative phase analysis of clays even in the presence of an amorphous phase is proved.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ ФАЗОВЫЙ АНАЛИЗ В ИССЛЕДОВАНИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

И. НАРАИ-САБО—Е. ПЕТЕР

Резюме

Разработанный авторами рентгено-диффрактометрический метод для количественного анализа фаз глинистых минералов рассматривается детально. При этом доказывается, что они применимы для количественного фазового анализа глин даже при наличии аморфной фазы.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 357—364 (1967)

CRYSTALLINE PHASE CHANGES BROUGHT ABOUT BY HEATING IN FINECERAMIC RAW MATERIALS OCCURRING IN HUNGARY

By

T. TAKÁTS

CENTRAL RESEARCH INSTITUTE OF THE SILICATE INDUSTRY, BUDAPEST

The present paper is a review of examinations on kaolins, bentonites, illites and allevarditic earths from Hungary. The author has determined the changes of crystalline phases due to heating, detecting the phase changes and the formation of new phases by the X-ray diffractometer. Experiments were carried out partly in the static and partly in the dynamic mode, over a temperature range from room temperature to 1200 or 1300 degrees centigrade. The phase changes observed are illustrated in diagrams. It is emphasized that comparative experiments are to be carried out under rigorously identical conditions, as grain size and heating rate have a substantial effect upon phase change temperatures.

Heated clay minerals will lose their crystal water at well-defined temperatures. Further heating will result in the decomposition of the lattice and in the formation of new lattices. The nature and abundance of the latter depend on the mineral constitution and chemical composition of the original samples, and also on the particular features of the deposit from which the sample was taken, on the origin of the clay minerals and on the associated mineral phases. This is e.g. why kaolins from Zettlitz and Bomboly differ in thermal behaviour, as the processes of origin, different at two localities, resulted in different crystallinity, chemical composition, and in the different quality and abundance of associated minerals.

In this paper the results of an investigation into the thermal behaviour of some fineceramical raw materials occurring in Hungary and of comparative examinations on Zettlitz kaolin will be discussed.

Method

The detection of phase changes being the problem, the X-ray diffraction technique was adopted as the most suitable research tool. Choice of method involved two possibilities, the one static (heating the sample to a predetermined temperature and taking the X-ray diagram after cooling down to room temperature), the other dynamic (heating the sample at a uniform rate and continuously monitoring the phase changes on the X-ray diagram).

The advantage of the static method is that the time for taking the X-ray diagram is unlimited, but there is the drawback that examination is restricted

to substances heated to a few predetermined temperatures and the unstable phases escape detection.

In the dynamic method, the sample is heated at a constant rate and the recorder is set so as to trace the diffractograms continually. In this way, phases that are stable only at high temperatures can also be detected. Clearly, the rate of heating has to be geared to the length chosen for the spectrum, since a slight rise in temperature will take place also during the time the goniometer scans the selected angular range. If, in order to avoid the difficulties resulting from this circumstance, heating is interrupted at pre-selected temperatures, fixed in advance, the principle of the dynamic procedure is given up.

If the temperature difference between the two ends of the spectrum is to be reduced, the goniometer has to be set for rapid scanning, entailing a loss in sensitivity; or the rate of heating has to be chosen quite low, entailing an extreme duration of the experiment. In the heating chamber of the Rigaku Denki type X-ray diffractometer at the author's disposal, the sample plate is in the vertical position. This has the disadvantage that if heating results in a considerable change of volume, the sample may fall out of the holder. A further drawback of the apparatus is that, in order to attain the necessary heat insulation, the sample holder has to be covered with ceramic cylinders — two up to 1200°C and three above — which bear windows covered with nickel foil to let the X-rays pass. This setup is covered in its turn by an outer, water-cooled hull having windows covered with aluminium foil for the same purpose. Hence, above 1200°C, the ray must penetrate one aluminium foil and three nickel foils, and the reflected ray must leave through these same foils. However thin the foils, the resulting intensity drop is substantial, and consequently the reflections of some phases of low abundance may escape detection. All these disadvantages are due to the structure of the apparatus. Moreover, the method itself has a drawback for the purpose on hand, namely that the reflection of α-quartz at 3.42 kX and that of mullite at 3.41 kX are very close together and difficult to separate. Now in the experiments to be described it is these two phases that exhibit the most noteworthy changes. The above concentrations have induced the author to give preference to the static method, although both methods were applied alternately. This was justified, for among the crystalline phases involved it is only quartz that underwent a reversible change at 573°C, whereas the rest of the phases formed at high temperatures remained stable even on cooling.

The experiments were, as a rule, designed to proceed up to 1300°C, but this could not be realized in every case, because some samples, after substantial shrinkage, tended to melt and stick in the sample holder. The holder itself, made of platinum, can readily enough be cleaned of the adhering sample, but if the thermocouple, placed very close to the sample, gets stuck, a formid-

able problem arises as the removal of the thermocouple from the apparatus is extremely complicated. Hence, samples liable to stick were heated only up to 1200°C.

The experimental work

The samples to be examined were powdered to an appropriate grain size, put into the sample holder, placed into the high-temperature chamber of the diffractometer and subjected to heating. Diagrams were recorded continuously in the case of the dynamic method and at 50-degree temperature intervals in the case of the static method.

Zettlitz kaolin contains in its original state kaolinite, muscovite and quartz. The presence of kaolinite can be demonstrated up to 600°C, but its lines disappear above that. Even at 600°C, the intensities of some of its lines are substantially reduced. Muscovite can be demonstrated up to 900°C, whereas at 950°C only one of its lines is left. Quartz is present over the entire temperature range, although at 600°C it changes over to the high-temperature modification. Mullite shows up at 1050°C and becomes increasingly abundant on further heating.

Fig. 1 shows the abundances vs. temperatures of the individual crystalline phases.

It should be emphasized with regard to all figures that the value plotted as the ordinate is proportional to the absolute intensity of the selected reflection and not to the percentage value of the phase in question.

The abbreviations used in the figures are the following: Qu = quartz, K = kaolinite, I = illite, All = allevardite, Alu = alunite, F = feldspar, M = mullite, Cr = cristobalite, Co = cordierite, Mo = montmorillonite, Mu = muscovite.

Two specimens of kaolin from the Bomboly locality were examined: one was richer in quartz, the other was beneficiated by washing. In the first specimen, kaolinite could be demonstrated up to 500°C and not at all at 600°C. Besides kaolinite, a substantial amount of quartz and a little alunite were formed in it. The latter is still present at 500°C. Quartz is present over the entire temperature range, though above 1000°C in a somewhat decreased abundance, at which temperature mullite appears and gradually increases in abundance up to 1200°C (Fig. 2).

In the second, washed specimen, the dominant crystalline phase in the unheated state is kaolinite accompanied by little quartz. Also in this sample, the reflections of kaolinite disappear below 600°C, but those of quartz are observed over the entire temperature range. Between 900 and 1050°C, a transitory increase of quartz occurs, succeeded by a decrease on further heating.

Mullite first showed up between 950 and 1000°C and gradually increased up to 1200°C (Fig. 3).

The behaviour on heating of the illitic earth of Füzérradvány is illustrated by F g. 4. The crystalline phases in the original sample were illite, quartz and feldspar (adularia). On heating, illite stays on up to 1000°C, although its lines begin to weaken at about 700°C. The lines of feldspar can likewise be observed

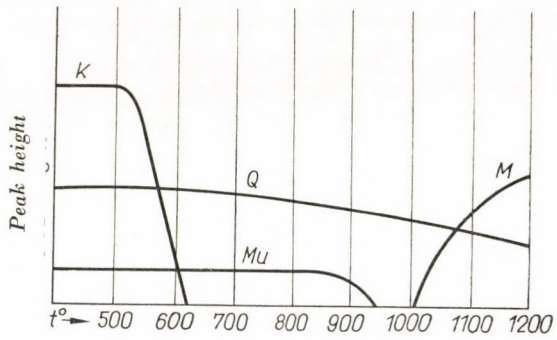


Fig. 1. Crystalline phases of Zettlitz kaolin

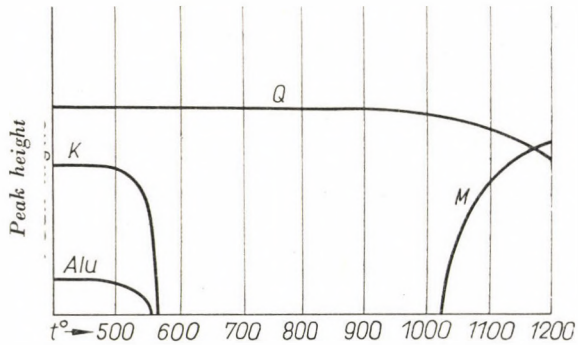


Fig. 2. Crystalline phases of quartz-bearing kaolin from Bomboly

up to 1000°C. Above 1050°C, however, both phases disappear. Quartz covers the full temperature range, though decreasing in abundance above 800°C. Up to 1000°C no mullite can be observed, but at 1050°C it gives clear-cut reflections with gradually increasing intensity up to 1200°C. At the latter temperature, mullite and quartz are the only crystalline phases in the substance.

The subsequent Fig. 5 shows the phase changes vs. temperature of plastic kaolin occurring on Királyhegy. The original sample consists of kaolinite, quartz and allevardite. The last-named mineral is revealed by its reflection at 25 kX. On being heated to 500°C, allevardite changes its lattice

and above that temperature its reflections coincide with those of illite. In this form its presence can be detected up to 950°C but not at 1000°C. In the figure, no distinction was made between the two modifications. Kaolinite is still present at 550°C, but cannot be detected at 600°. Quartz gives rise to strong reflections up to 1150°; its abundance decreases above that. Above 1000°C the reflections of mullite are seen with increasing intensity on further heating.

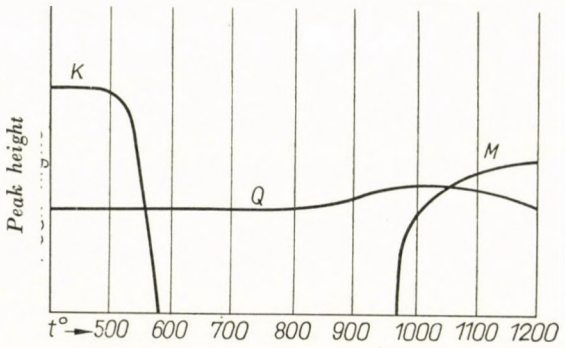


Fig. 3. Crystalline phases of beneficiated kaolin from Bomboly

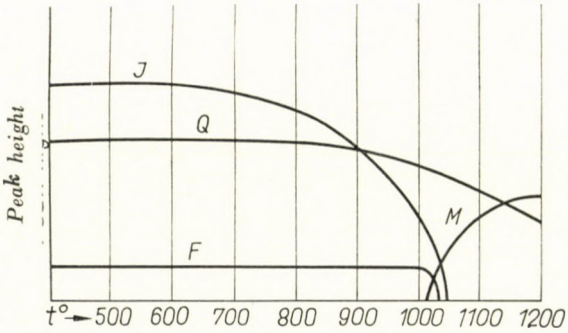


Fig. 4. Crystalline phases of illite-bearing earth from Füzérradvány

At 1180°C, the reflections of cristobalite appear and grow stronger at a fairly rapid rate at higher temperatures. At 1300°C, the three crystalline phases present include quartz, mullite and cristobalite.

Plastic kaolin from Királyhegy contains local enrichments of allevardite. The data of a sample rich in allevardite are plotted in Fig. 6. In its raw state, at room temperature, the sample consists of kaolinite, quartz, feldspar and allevardite. Kaolinite is stable up to 580°C. The reflections of feldspar disappear at 930°. The 25 kX reflection of allevardite is still detected at 500°C, although with a considerably reduced intensity. However, at that temperature, the 10 kX reflection shows up, indicating the beginning of a gradual change in

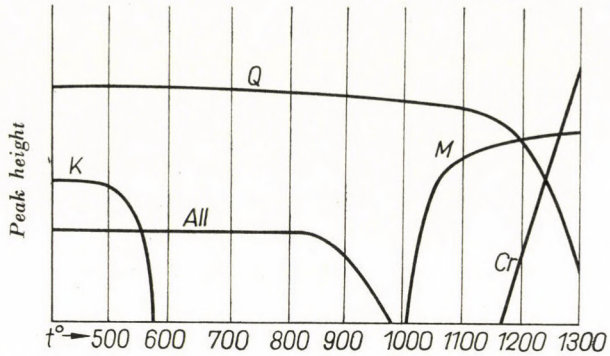


Fig. 5. Crystalline phases of plastic kaolin from Királyhegy

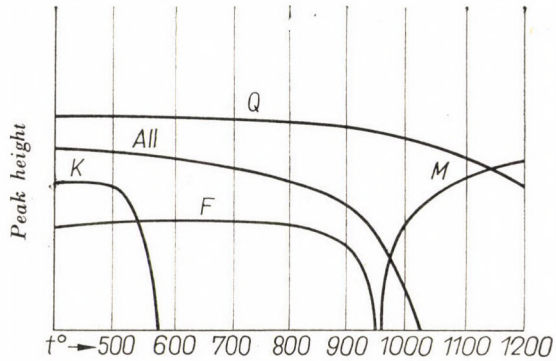


Fig. 6. Crystalline phases of an allevardite-bearing earth from Királyhegy

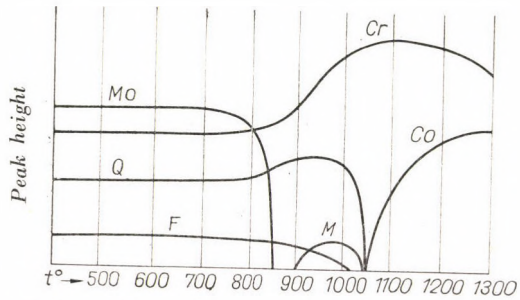


Fig. 7. Crystalline phases of bentonite from Istenmezeje

the allevardite lattice. This latter reflection stays on up to 1000°C, but its intensity decreases gradually from 600°C on. Quartz is present over the entire temperature range, with the first decrease in intensity at about 900°C. The first traces of mullite reflections appear at 960°C, from there on their intensities keep on growing. At 1200°C, the sample consists of nothing but quartz and mullite.

In a bentonite sample from Istenmezeje, montmorillonite, quartz, cristobalite and feldspar could be established in the natural state. Montmorillonite was present up to 850°C, but above 600°C only its reflection at 9.8 kX was observed. Feldspar could still be detected at 1000°C, but with substantially weakened reflections. Cristobalite was present over the entire temperature range, in increased abundance above 900°C. Quartz could be detected up to 1050°C; at this temperature, cordierite was formed, whose abundance kept on

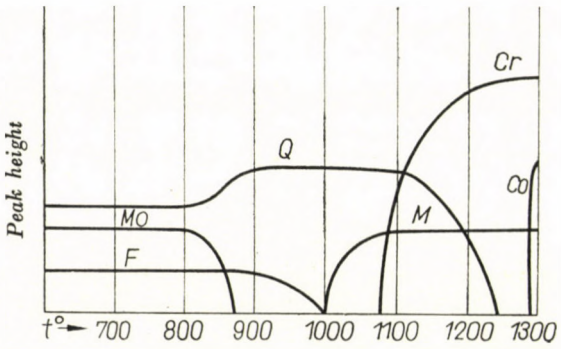


Fig. 8. Crystalline phases of bentonite from Koldu

increasing at higher temperatures. Mullite was restricted to a relatively narrow temperature range (Fig. 7).

In its original state, a bentonite sample from the Koldu area contains montmorillonite, quartz and feldspar. Montmorillonite can be demonstrated up to 850°C (exclusively by means of the 9.8 kX reflection above 600°C), feldspar up to 1000°C. Above 1000°C, mullite enters the system. At 850°C, the abundance of quartz begins to exhibit a transitional increase, to decrease again from 1100°C on, and to disappear at 1250°C. At 1080°C cristobalite is formed; its quantity increases on further heating. Cordierite crops up at 1300°C (Fig. 8).

All in all, every sample was observed to undergo peculiar crystal phase transitions. The temperatures at which the original phases become transformed and the temperatures at which novel phases are formed, are, however, fairly varied.

It should be emphasized that transition temperatures are substantially influenced also by grain size and rate of heating. The smaller the grain size of the sample, the sooner the phase change sets in; the faster the heating rate, the more the transformation shifts towards higher temperatures.

ИЗМЕНЕНИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫХ ФАЗ ПОД ВЛИЯНИЕМ НАГРЕВАНИЯ

Т. ТАКАЧ

Р е з ю м е

Автором были изучены происходящие из венгерских месторождений каолины, бентониты, а также иллитовые и аллевардитовые породы. Установлены были фазовые изменения, вызываемые нагреванием образцов. Изменения отдельных фаз и возникновение новых фаз регистрировались при помощи рентгеновского диффрактометра. Опыты делались частью статическим, частью динамическим методами. Диапазон температур нагревания доходил до 1200° или 1300° С соответственно. Наблюдаемые фазовые изменения отображаются диаграммами. При этом автор подчеркивает, что сравнительные опыты должны производиться всегда в одинаковых условиях, так как гранулометрический состав образцов и скорость нагревания сильно влияют на температуры фазовых изменений.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 365—374 (1967)

ÉTUDE DE QUELQUES KAOLINITES HONGROISES AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE

Par

K. IBRÁNYI-ÁRKOSI

LABORATOIRE DE RECHERCHES CHIMICO-STRUKTURELLES DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE LA HONGRIE, BUDAPEST

L'auteur a constaté un manque de corrélation étroite entre morphologie et cristallinité des kaolinites. Dans certains cas les cristaux à réseaux parfaits ont des formes nettes (par ex. la kaolinite de Mád-Királyhegy, de Mád-Bomboly), dans d'autres échantillons les cristaux bien cristallisés sont moins bien formés (Felsőpetény) ou au contraire, les cristaux réguliers ont des réseaux irréguliers (Szerencs). Les cristaux tendant à s'enrouler (Szegilong, Szegi) ont des réseaux peu réguliers.

Ce travail est une partie de mes observations sur les argiles les plus importantes de la Hongrie.

Je me suis proposée d'examiner la corrélation entre la morphologie des cristaux et le désordonnement de leurs résaux cristallins.

Les propriétés physico-chimiques ainsi que l'utilisation des substances fin-granulées, y compris les argiles, sont influencées de façon substantielle par la morphologie et les dimensions des cristaux.

Et dans l'industrie, et dans l'agronomie, il est nécessaire de connaître la forme des granules.

Les différents champs d'application de la kaolinite ont de différents exigences envers cette matière brute. L'on sait que par ex. les kaolinites utilisées dans l'industrie du papier doivent être bien cristallines à cristaux uniformes et réguliers [1]. On ne peut pas faire du papier de bonne qualité qu'avec de la kaolinite tout à fait pure, se composant des cristaux minces et presque homodispers.

Bien que la kaolinite est assez stable sur le plan structural, c'est-à-dire les conditions de sa formation ne se reflètent pas par des modifications de sa structure, la morphologie de ses grains est très sensible à la composition de la solution de laquelle elle s'est précipitée [2]. Ainsi par ex. dans l'eau pure se forment des cristaux minces, tendant à s'enrouler, alors que les cristaux formés dans une solution de $MgSO_4$ sont petits, fragmentées et irréguliers.

Méthodes de préparation

Nous avons utilisé deux méthodes de préparation: d'une part nous avons posé une goutte de suspension de kaolinite sur la membrane de charbon et après séchage nous l'avons examiné au microscope électronique sans ombrage ou ombrée au palladium.

Parallèlement nous avons préparé des répliques de charbon de la surface de fracture fraîche des minéraux. Les répliques servent pour contrôler si les particules dispersées dans l'eau, ne subissent pas une modification; d'autre part, elles permettent d'étudier la disposition originaire des particules. Cette dernière peut donner quelque information quant aux conditions de formation (par ex. l'orientation des grains pendant la sédimentation).

Résultats obtenus au microscope électronique

La fraction étudiée au microscope électronique ($<1-2\ \mu$) présente une variété considérable d'images.

Les cristaux les mieux formés se trouvent dans la kaolinite de Mád-Bomboly. La majorité des cristaux sont les plaquettes pseudo-hexagonales (fig. 1). Quelques-unes des plaquettes sont plus ou moins allongées (fig. 2). En étudiant un grand nombre des cristaux on peut dire que cet échantillon — contenant 97% de kaolinite — se compose de cristaux bien formés et il n'y a qu'un nombre réduit de particules irrégulières n'ayant pas de forme caractéristique.

Un autre échantillon du même lieu, qui ne contient que 39% de kaolinite, ne montre pas une image si homogène. La forme des cristaux est moins bien definie, bien que la forme hexagonale est encore bien en vue (fig. 3).

Il y a des cristaux réguliers et bien formés dans la kaolinite de Mád-Királyhegy. Les grains sont plus gros qu'à Mád-Bomboly (fig. 4).

D'autre part, dans la kaolinite plastique du même lieu, auprès de cristaux hexagonaux d'assez grande taille, on trouve beaucoup de lames minces sans forme régulière (fig. 5).

Dans l'argile réfractaire de Cserszegtomaj — contenant 90% de kaolinite — on peut bien distinguer les cristaux bien formés de la kaolinite des grains beaucoup plus fins et moins définis de «fire-clay» (fig. 6).

Les cristaux de la kaolinite secondaire de Szerencs sont aussi réguliers en majeur partie (fig. 7).

La kaolinite de Felsőpetény (fig. 8) diffère des précédents. La forme hexagonale est encore bien visible, mais les silhouettes sont irrégulières et les cristaux sont très petits et minces pour la plupart.

Dans l'argile de Istenhegy, contenant en tout 31% de kaolinite, la forme des cristaux n'est pas typique (fig. 9). Par endroits on trouve des arrêtes

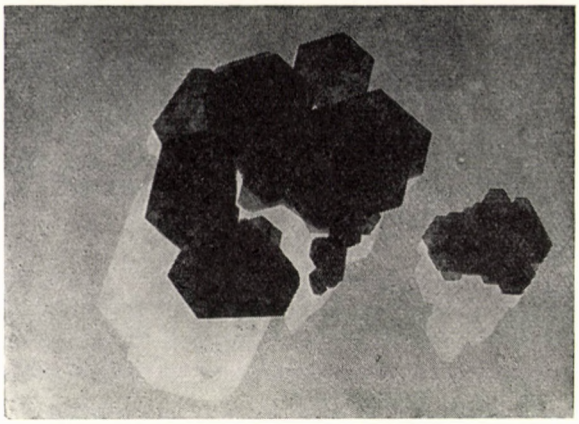


Fig. 1. Kaolinite de Mád—Bomboly. 14,000×

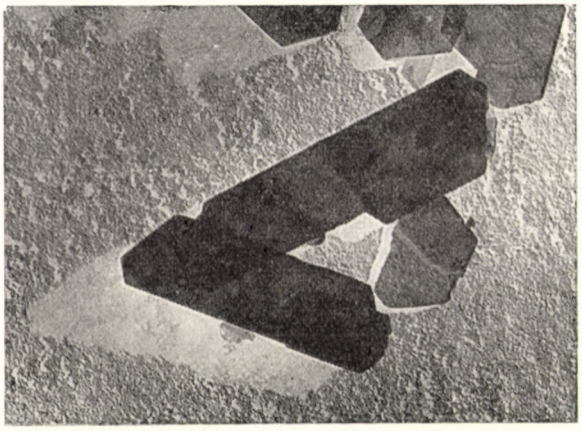


Fig. 2. Kaolinite de Mád—Bomboly. Cristaux allongés. 38,000×

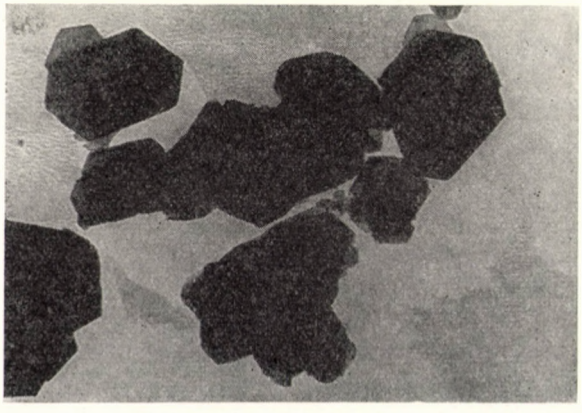


Fig. 3. Kaolinite de Mád—Bomboly. 12,600×

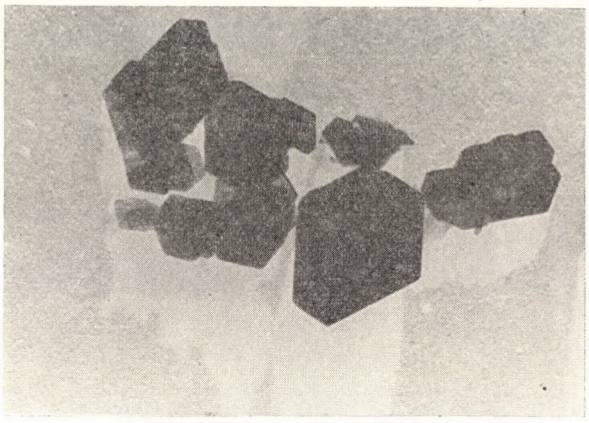


Fig. 4. Kaolinite de Mád—Királyhegy, 12,600×

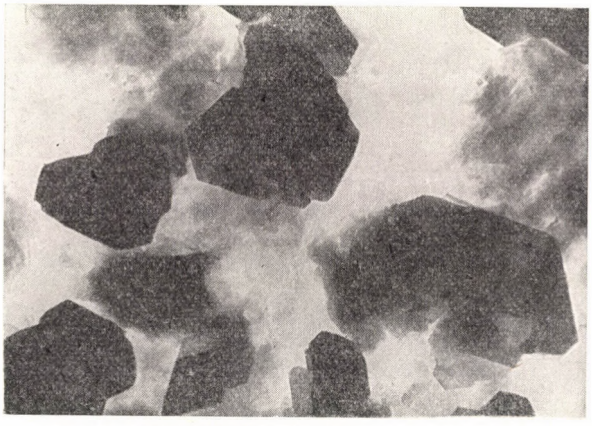


Fig. 5. Kaolinite plastique de Mád—Királyhegy. Parmi les cristaux hexagonaux, nombreuses fines lames minces. 10,200×

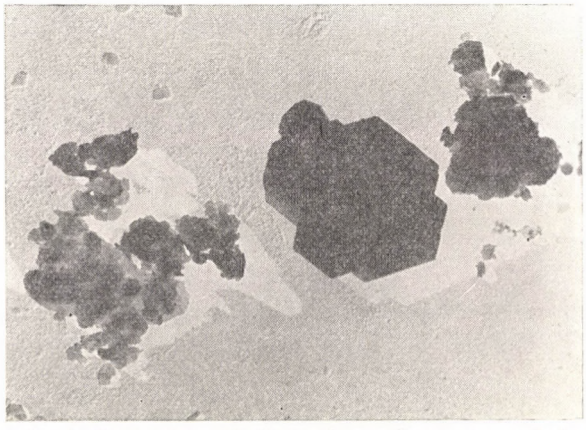


Fig. 6. Argile réfractaire de Cserszegtomaj. Gros cristaux hexagonaux de kaolinite et particules fines de „fire clay". 15,000×

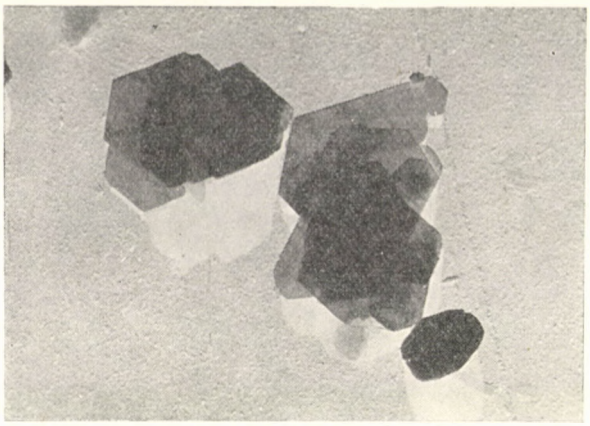


Fig. 7. Kaolinite secondaire de Szerencs. 16,000×

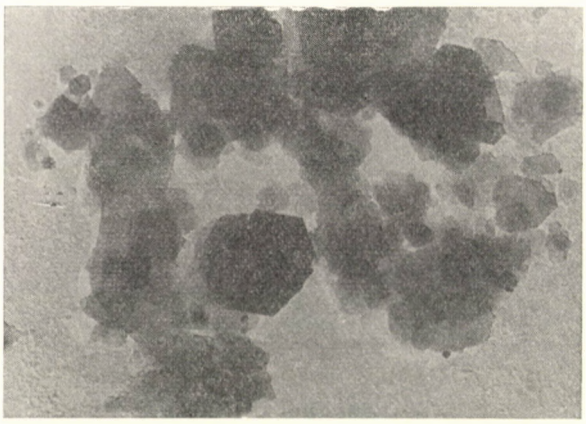


Fig. 8. Kaolinite de Felsőpetény. Les cristaux sont irréguliers pour la plupart. 19,000×

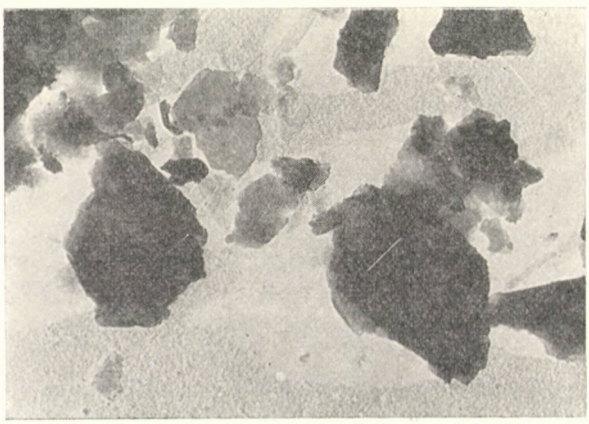


Fig. 9. Kaolinite de Istenhegy. 20,000×

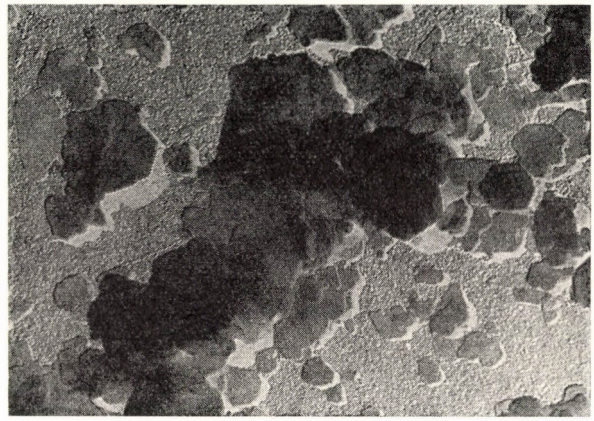


Fig. 10. Kaolinite de Sárisáp. 21,000×

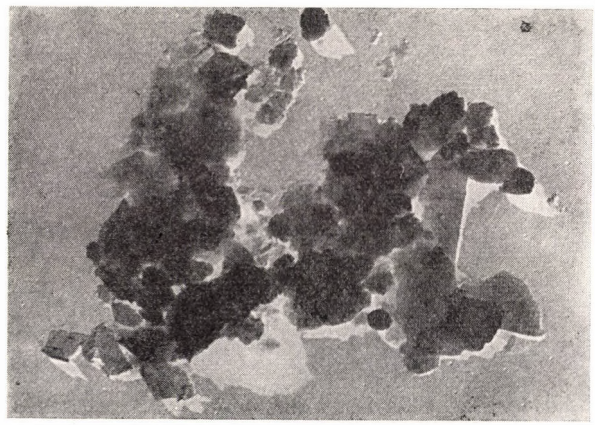


Fig. 11. Kaolinite de Koldu. 5,100×

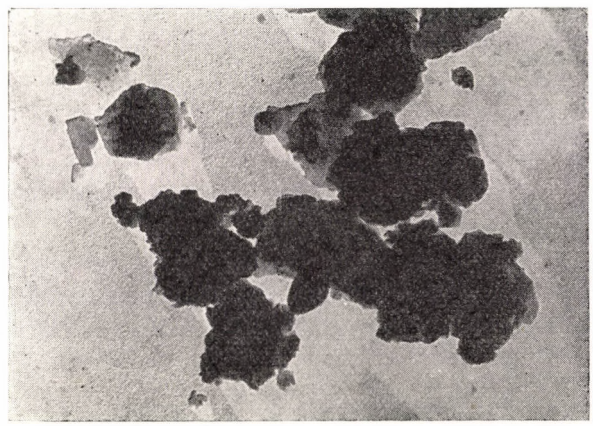


Fig. 12. Kaolinite de Bábavölgy. 19,000×

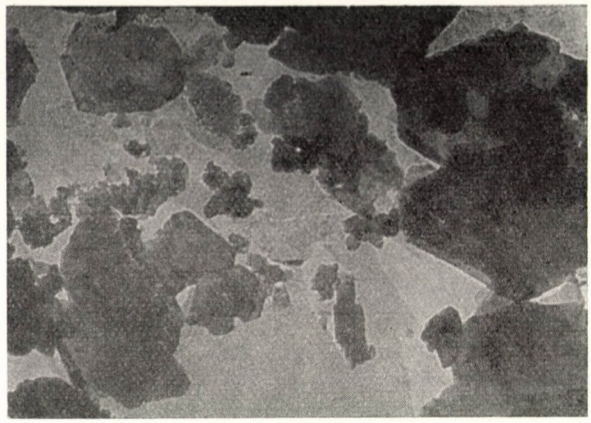


Fig. 13. Kaolinite de Bábavölgy. Quelques cristaux sont enroulés. 24,000 ×

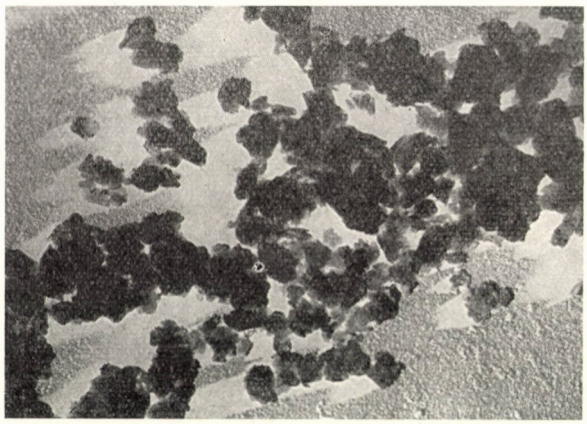


Fig. 14. Kaolinite de Szegilong. Cristaux enroulés. 16,000 ×



Fig. 15. **Kaolinite de Szegilong. Un cristal tendant à s'enrouler. 19,000 ×**

droites et des hexagones (→), mais la majorité des particules se présente sous forme de plaquettes minces ou de leurs agrégats.

Les kaolinites de Sárisáp (fig. 10), de Koldu (fig. 11) et de Bábavölgy (fig. 12) sont toutes du même genre. Dans cette dernière on trouve par endroit des plaquettes à structure tubulaire (fig. 13).

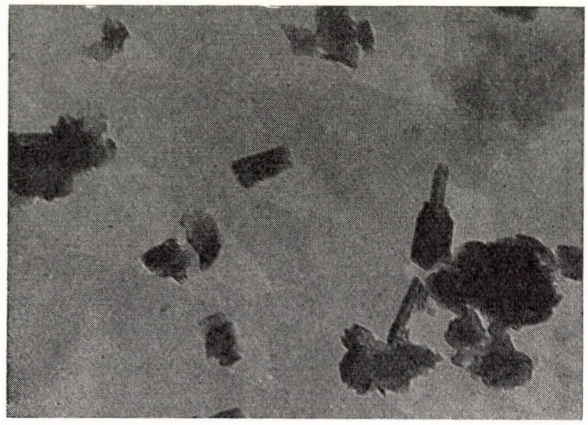


Fig. 16. Cristaux tubulairs dans la kaolinite de Szegi. 12,000 ×

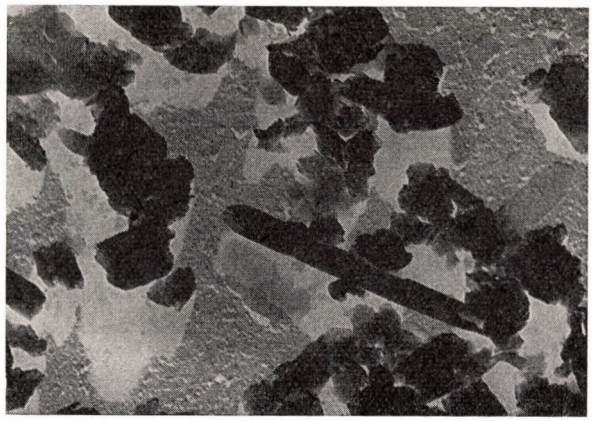


Fig. 17. Kaolinite de Szegi. Au milieu, un grand cristal tubulaire de halloysite. 24,000 ×

La tendance à s'enrouler se manifeste encore plus expressément dans les kaolinites de Szegilong (fig. 14, 15) et de Szegi (fig. 16, 17), dans lesquelles on trouve beaucoup de cristaux enroulés.

Il paraît que les cristaux tubulaires ne sont pas les cristaux de kaolinite, mais de halloysite. Toutefois, la révision de nombreuses échantillons a prouvé que le nombre des cristaux partiellement ou complètement enroulés est bien

trop grande à correspondre à la quantité de halloysite dans ces matériaux. (L'échantillon de Szegilong contient par ex. 84% de kaolinite.) Par ailleurs, l'image de la halloysite au microscope électronique est bien différent de celle de la kaolinite enroulée (voir fig. 17).

Ces exemples prouvent que la morphologie des cristaux de kaolinite montre une très grande variabilité. Il y a quelques-uns à la forme hexagone régulière tandis que les autres sont plus ou moins allongés. Certains cristaux sont gros, d'autres sont des plaquettes tout à fait minces. Quelques cristaux n'ont pas de silhouette bien définie, ils semblent être fragmentés. Les angles sont souvent arrondis. Dans les cas extrêmes, les feuillettes minces s'enroulent.

La corrélation entre cette variété morphologique et la structure des cristaux est encore très peu éclaircie.

Les diagrammes de diffraction électronique, ainsi que ceux aux rayons X, montrent aussi des différences entre les échantillons.

Sur la courbe diffractométrique de la kaolinite de Mád-Bomboly — dont les cristaux sont de morphologie la plus parfaite — les maxima aigus suggérent le résau cristallin bien ordonné, quoique le doublet $(11\bar{1})$ et $(1\bar{1}\bar{1})$, trait typique des kaolinites le mieux cristallisées [3], n'est pas nettement défini.

Le diagramme de la kaolinite de Mád-Királyhegy prouve avec ses pics fins que le matière est bien cristallin. C'est ce qui est démontré aussi par le doublet $(11\bar{1})-(1\bar{1}\bar{1})$.

Le diagramme de l'argile plastique du même gîte porte des maxima aigus, mais le doublet n'y est pas visible.

Le doublet corréspondant aux réflexions $(11\bar{1})-(1\bar{1}\bar{1})$ est présent au diagramme de la kaolinite de Felsőpetény aussi, quoique cet échantillon ne se compose pas de cristaux bien formés.

Il y a une situation inverse chèz la kaolinite de Szerencs où la forme des cristaux est régulière, mais l'anneau corréspondant à la réflexion (020) a un caractère diffus vers les angles grands.

Les images au microscope électronique des kaolinites de Koldu, Istenhegy et Bábavölgy sont très semblables entre eux. Leurs diagrammes portent des bandes soit aigues (Koldu), soit diffuses (Istenhegy, Bábavölgy).

Les kaolinites dont les cristaux sont enroulés (Szegilong, Szegi) donnent des bandes caractéristiques peu nettes dont quelques-unes se réunîssent en raies diffuses.

BIBLIOGRAPHIE

1. Murray, H. H.—Lyons, S. C.: Proceedings of Fourth National Conference on Clays and Clay Minerals **456**, 31—40, 1956.
2. Tchoubar, C.: Thèses présentées à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris. Bull. Soc. franç. miner. crist. **88**, 483—518, 1965.
3. Robertson, R. H. S.—Brindley, G. W.—Mackenzie, R. G.: American mineralogist **39**, 118—139, 1954.

ELECTRON MICROSCOPE STUDIES OF SOME HUNGARIAN KAOLINITES

By
K. IBRÁNYI-ÁRKOSI

Abstract

The author could not find any close relationship between morphology and crystallinity of kaolinites. In some cases, perfect-latticed crystals are idiomorphic *(e.g.* the kaolinites from Mád-Királyhegy and Mád-Bomboly), in other samples fairly well-ordered crystals exhibit a less distinct morphology (Felsőpetény) or, on the contrary, regular crystals have irregular lattices (Szerencs). Crystals tending to coil (Szegilong, Szegi) have rather irregular lattices.

ИЗУЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ВЕНГЕРСКИХ КАОЛИНИТОВ ПОД ЭЛЕКТРОННЫМ МИКРОСКОПОМ

К. ИБРАНИ-АРҚОШШИ

Резюме

Автор статьи не смогла установить какую-нибудь тесную связь между морфологией и кристаллическим строением каолинитов. В некоторых случаях кристаллы с совершенно правильным строением кристаллической решетки имеют четкие формы (например, каолиниты с горы Кираль и горы Бомболь у с. Мад), в других образцах хорошо кристаллизированные кристаллы отличаются менее четкой морфологией (Фельшёпетэнь) или, наоборот, правильные кристаллы имеют неправильные решетки (Серенч). Тяготеющие к заворачиванию кристаллы (Сегилонг, Сеги) характеризуются менее правильными решетками.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 375—377 (1967)

NACHWEIS VON NORDSTRANDIT UND BAYERIT IN UNGARISCHEN ZIEGELTONEN

Von

I. NÁRAY-SZABÓ und É. PÉTER

ZENTRALFORSCHUNGSINSTITUT DER UNGARISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN, BUDAPEST

Aluminiumhydroxyde können als Verwitterungsprodukte von Gesteinen in Tonen vorkommen. Neuerdings wurde Nordstrandit in tropischen Böden (in West-Sarawak [1] und Guam [2]), weiterhin Bayerit in Sedimenten (Cenoman und Eocen) in Israel [3] nachgewiesen. Eine diesbezügliche Untersuchung aus Ungarn ist uns nicht bekannt, obzwar die Aluminiumhydroxyde des Bodens eine entscheidende Rolle bei der Phosphatdüngung durch ihr erhebliches Phosphat-Bindungsvermögen spielen.

Sechs typische ungarische Ziegeltone wurden durch Sedimentation in Kornfraktionen zerlegt; die ursprünglichen Ziegeltonproben, sowie ihre Kornfraktionen wurden diffraktometrisch untersucht. Die Fraktionen 1—5 μm sämtlicher Ziegeltone ergaben bedeutende Aluminiumhydroxydgehalte [siehe Tabelle I, in der nur die Reflexionen der $Al(OH)_3$-Minerale zusammengefaßt sind]. Außerdem sind meistens noch Chlorit, Illit, Quarz und Calcit vorhanden. Mangels reiner Proben der vorkommenden $Al(OH)_3$-Minerale konnten wir die diffraktometrischen Konstanten nicht bestimmen, doch ist es klar, daß diese Minerale in allen sechs Kornfraktionen von 1—5 μm in sehr bedeutenden Mengen vorliegen.

Es gibt drei verschiedene Modifikationen des $Al(OH)_3$, und zwar Gibbsit (Hydrargillit), Bayerit und der neuerdings entdeckte Nordstrandit [4]. Ihre Bestimmung nebeneinander wird dadurch erschwert, daß die Hauptlinien und auch mehrere andere Linien dieser drei Minerale sehr dicht aneinander liegen. Doch sehen wir in Tab. I bei allen sechs Ziegeltonfraktionen eine hinreichende Zahl (4—7) von Nordstrandit-Reflexionen und auch 5 Reflexionen des Bayerits. Die Reflexionen des Gibbsits liegen so dicht an den obigen Reflexionen, daß ihre saubere Trennung unmöglich ist; die Anwesenheit des Gibbsits kann anhand von einigen schwachen, aber nicht koinzidenten Linien vermutet werden, da die Hauptlinie bei 18,35° kaum von der Hauptlinie des Nordstrandits zu trennen ist.

Anhand der Tab. I können wir also feststellen, daß in allen untersuchten ungarischen Ziegeltonen Nordstrandit vorkommt, und daß er im Ton von Debrecen die alleinige $Al(OH)_3$-Modifikation ist. In den anderen fünf

Tabelle I

Röntgenreflexionen (CuKα) *von verschiedenen* $Al(OH)_3$*-Modifikationen*

	Herkunftsort							
	Tata		Kőszeg		Szentes		Debrecen	
d Å	2 ϑ°	Int	2 ϑ°	Int	2 ϑ°	Int	2 ϑ°	Int
	—	—	—	—	—	—	—	—
4,790	18,51	114	18,52	148	18,51	87	18,52	109
4,714	18,80		18,80		18,80		—	—
4,369	20,30	40	20,32	56	20,37	21	—	—
			20,45		20,42		20,40	33
4,327	20,50		—	—	20,52		20,50	
4,197	21,14	12	21,14	12	21,14	5	21,15	15
4,147	21,40		21,50		21,35		21,40	
3,194	27,90	28	27,90	—	27,93	20	27,86	5
2,487	36,07	15	—	—	36,08	6	36,07	8
2,382	37,72	14	37,70	7	37,66	11	37,60	14
2,256	39,90	7	—	—	—	—	39,80	10
2,229	40,40	9	—	—	—	—	40,40	8
2,219	40,60	10	40,62	59	40,64	8	—	—
2,009	45,07	7	—	—	—	—	—	—
1,719	53,20	5	53,22	25	53,25	5	—	—

Die Intensitäten sind in willkürlichen Einheiten angegeben

Außer den obigen Linien zeigen die Diffraktogramme noch ziemlich starke Quarz-, mittelstarke Nordstrandits bisher nicht ausgeführt werden, da die diffraktometrische Konstante des letzteren

Ziegeltonen kommt auch Bayerit vor, hauptsächlich in den Ziegeltonen von Kőszeg und Solymár, weniger reichlich in denen von Szentes und untergeordnet in denen von Tata und Mezőtúr.

Die Diffraktogramme der nicht fraktionierten Original-Proben zeigen die Linien der Aluminiumhydroxyd-Modifikationen schwach. Die Fraktionen 1—5 μm aller Proben enthalten auch viel mehr Al_2O_3 als die Originalproben.

Bekanntlich scheidet sich aus basischen, aluminiumionhaltigen Lösungen bei plötzlicher Fällung, z. B. durch CO_2, Bayerit ab und bei langsamer Fällung Gibbsit. Nordstrandit kann man dagegen aus amorphem $Al(OH)_3$-Gel in schwach ammoniakalischer Lösung bei pH = 7,5—9 herstellen. Daraus könnte man auf die Bildungsbedingungen der obengenannten Ziegeltonen schließen.*

* Den Herren Dr. J. Albert und J. Mátrai soll für die Überlassung der Tonfraktionen erzlicher Dank ausgesprochen werden.

in Diffraktogrammen der Kornfraktionen 1—5 μm ungarischer Ziegeltone

Herkunftsort				Mineral			
Mezőtúr		Solymár					
2 ϑ°	Int	2 ϑ°	Int		d Å	2 ϑ°	Int
—	—	—	—	G	4,833	18,35	100
18,50	119	18,50	125	N	4,787	18,52	100
18,79		18,83		B	4,717	18,80	100
20,30	31	20,39	51	B	4,356	20,38	70
20,40		—	—	G	4,339	20,45	40
20,50		—	—	N	4,327	20,51	25
21,14	9	21,10	7	N	4,197	21,16	15
21,40		21,40		N	4,147	21,41	13
27,98	19	27,88	25	B	3,189	27,96	25
36,07	5	36,00	—	N	2,488	36,08	15
37,60	8	37,65	2	N	2,388	37,64	15
				G	2,386	37,68	27
39,90	5	—	—	N	2,257	39,92	15
40,40	8	—	—	G	2,228	40,46	6
40,50	10	40,60	69	B	2,221	40,57	65
45,09	3	—	—	N	2,008	45,12	11
53,30	8	53,27	27	B	1,719	53,22	25

G = Gibbsit, B = Bayerit, N = Nordstrandit

Calcit- und schwache Illit-Linien. Eine quantitative Bestimmung konnte aber mangels reinen noch nicht bestimmt worden ist.

LITERATUR

1. Wall, J. R. D. et al.: Nature **196,** 264, 1962.
2. Hathaway, J. C.—Schlanger, S. O.: Am. Mineral. **50,** 1029, 1965.
3. Gross, S.—Heller, L.: Miner. Mag. **33,** 723, 1963.
4. van Nordstrand, R. A. et al.: Nature **177,** 713, 1956.
5. Saalfeld, H.—Mehrotra, B. B.: Naturwiss. **53,** 128, 1966.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 379—391 (1967)

KENNZEICHNUNG UND BEWERTUNG WÄSSRIGER DISPERSIONEN VON TONMINERALIEN

Von

J. BARNA

FORSCHUNGSINSTITUT FÜR BERGBAU, BUDAPEST

Kennzeichnungs- und Bewertungsmöglichkeiten wäßriger Dispersionen von Tonmineralien wurden untersucht.

Als Kenn- und Nutzwerte der Dispersionen kommen nur Parameter kolloidchemischer und rheologischer Natur in Frage und als solche haben sich in erster Linie die Fließkurve, die scheinbare Viskosität, die Schlüpfrigkeit und die Kurve der Fließfestigkeit erwiesen.

Zur Beschreibung der Fließkurve und zur Berechnung der Kennwerte haben sich am besten die Funktion und das Verfahren von B. MARSCHALKÓ bewährt.

Die Ergebnisse sind bei Dispersionen aller Tonmineralien allgemeingültig und werden hier als Beispiel an der »Benennung und Bewertung von Gießmassen der feinkeramischen Industrie« näher erörtert.

Die beigefügten Tabellen ermöglichen eine eingehendere Beurteilung obiger Betrachtungen.

Wie bekannt finden Tonmineralien (Bentonit, Illit, Kaolinit, Allewardit, Montmorillonit usw.) und hauptsächlich deren Dispersionen auf den verschiedensten Gebieten der Industrie ausgedehnte Anwendung.

Dementsprechend sind natürlich auch die Anforderungen ihnen gegenüber — je nach dem Verwendungszweck — recht weitgehend verschieden.

Die Praxis versucht seit langem durch Kombination vielseitiger mineralogischer, chemischer, physikalischer und sogar mechanischer Untersuchungen solche Kennwerte zu definieren, die die Beurteilung der Güte im Lichte der gestellten Anforderungen ermöglichen.

Das ist jedoch bisher noch nicht hinreichend gelungen.

Nun ist dies aber von den obengenannten Methoden auch gar nicht zu erwarten, da die Eigenschaften, die ihre Anwendbarkeit auf gewissen Gebieten entscheiden, überwiegend kolloidchemischer, hauptsächlich aber rheologischer Natur sind, und daher nur mit kolloidchemisch-rheologischen Methoden geprüft und mit solchen Grundbegriffen gekennzeichnet werden können.

Seit einigen Jahren sucht Verfasser nach einfach zu ermittelnden Kennzahlen, die zur eindeutigen Definition der Eigenschaften und zur Beurteilung des Nutzwertes von Tonmineralien und deren Dispersionen in allen Gebieten der Industrie geeignet sind. Diese Untersuchungen haben eindeutig erwiesen, daß als einwandfreie Kenn- und Nutzwerte nur solche rheologischer Natur in Frage kommen und gegebenenfalls die Fließkurve, die scheinbare Viskosität, die Fließfestigkeit und die Schlüpfrigkeit als solche betrachtet

werden können. Obzwar die Fließfestigkeit und die Schlüpfrigkeit auch selbst wohldefinierte rheologische Grundbegriffe sind und ihre Werte als Kennzahlen auch wichtige Rollen spielen, ist die Vorbedingung zu ihrer Berechnung doch in erster Linie die Bestimmung der Fließkurve.

Die Beschreibung der Kurve ist aber — nebst graphischer Verfahren — nur durch Angabe der Parameter einer sich der Kurve gut anschmiegenden Funktion möglich. Ohne eine solche ist nämlich ein gegenseitiges Verständnis bei der Diskussion oder bei schriftlichem Verkehr nahezu unmöglich. Im Laufe der Jahre wurde eine Anzahl solcher Funktionen veröffentlicht, unter anderen von BINGHAM, OSTWALD—DE WAELE [5], PRANDTL, EYRING [1, 2], MESKAT—SCHURZ [3, 4], UMSTÄTTER [7], PHILIPPOFF—REINER [15] um nur einige zu nennen.

Die Fließkurven der Dispersionen von Tonmineralien erstrecken sich jedoch über ein derart breites Intervall des Schergeschwindigkeitsgefälles, daß die obenerwähnten Formeln im vollen Bereiche des Gefälles nicht einmal mehr annähernd gelten.

Nun konnten wir auf Grund unserer Untersuchungen und bei der Prüfung sämtlicher uns bekannter Formeln feststellen, daß sich die Gleichung von MARSCHALKÓ diesen Fließkurven recht gut anschmiegt: die Streuungen bleiben zwischen annehmbaren Grenzen. Da die Gleichung die Fließkurven recht gut annähert, stehen ihre Parameter vermutlich auch mit den rheologischen Grundbegriffen im Zusammenhang, und können daher auch als Materialkonstanten betrachtet werden.

Unter Berücksichtigung der Überlegungen von MARSCHALKÓ ist nun auch die Möglichkeit gegeben, ein einwandfreies Bewertungsverfahren der Tonmineralien und deren kolloiden Dispersionen anzugeben.

Dieses Verfahren — das übrigens bei allen aus Tonmineralien bestehenden Dispersionen anwendbar ist — soll nun hier an einem Beispiel näher geprüft und erörtet werden; dies sei die: »Bewertung von Gießmassen der feinkeramischen Industrie«.

Die in der keramischen Industrie als Grundstoffe verwendeten Tonmineralien, wie Kaolinit, Illit, Montmorillonit usw. können durch altbewährte mineralogische Prüfmethoden hinreichend gekennzeichnet werden: die Herstellungsverfahren ihrer in der Industrie verwendeten Mischungen und Massen und deren Kontrolle sind ebenfalls mehr oder weniger gut ausgearbeitet und brauchbar, obenerwähnte Mängel beziehen sich also nicht auf diese. Anders stehen jedoch die Verhältnisse bei den Dispersionen der aus den Grundstoffen zuaammengestellten Porzellanmassen, wie z. B. bei der Wertbestimmung der Gießmassen. Hier sind nämlich hauptsächlich nur kolloidchemische und rheologische Eigenschaften maßgebend. Eine eindeutige Kennzeichnung derselben kann daher nur bei Beachtung obiger Feststellungen gelingen. Unsere diesbezüglichen Behauptungen sind nun folgende:

1. Wie bereits erwähnt, soll die zu bestimmende *Fließkurve* bei steigenden und fallenden Schergeschwindigkeitsgefällen womöglich denselben Verlauf aufweisen, ihre beiden Äste dürfen voneinander nur innerhalb einer vorgegebenen maximalen Streuung abweichen. Sonst sind die Pakete der Grundmasse noch nicht genügend aufgelockert, dadurch wird die Stabilität der Gießmasse bedeutend verringert, d. h. ihre Zusammensetzung wird bei Beanspruchungen mit verschiedenen Schergeschwindigkeiten (beim Füllen, Rütteln, Rühren usw.) eventuell ungleichmäßig. Infolgedessen können während des Brennens und nachher im Material innere Spannungen auftreten.

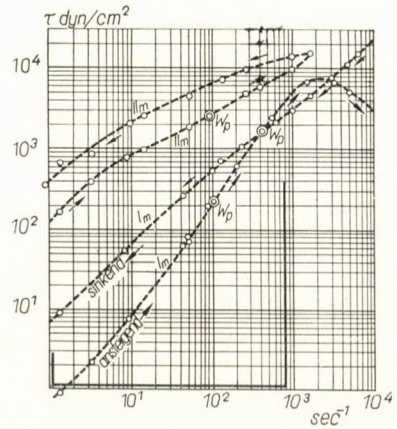


Abb. 1. Fließkurven einer gut bewährten [Im (Meßwerte)]; und einer unbrauchbaren Gießmasse [IIm (Meßwerte)]; Wp = Wendepunkt

Abb. 1 und Tabelle I/a zeigen die beiden Äste der Fließkurve der Dispersion einer bewährten und einer unbrauchbaren Gießmasse.

2. *Die scheinbare Viskosität* muß zwischen gewissen Grenzen bleiben. Eine niedrigere Viskosität sichert das Schweben einzelner — nicht kolloider — Teile der Gießmasse nicht hinreichend. Die Dispersion setzt also — stärker als zugelassen — ab, die Masse des zu erzeugenden Gegenstandes ist daher nicht im ganzen Querschnitt gleichmäßig, es können nun während des Brennens und nachher innere Spannungen auftreten. Eine höhere Viskosität kann dagegen Schwierigkeiten beim Gießen, langsamere Arbeit und ungleichmäßiges Ausfüllen der Gußform verursachen.

3. *Die Schlüpfrigkeit* [10] darf einen gewissen vorgegebenen oberen Grenzwert nicht überschreiten. Eine Gießmasse mit größerer Schlüpfrigkeit ändert ihre Zusammensetzung ziemlich rasch, eventuell schon während des Gießens.

4. Die für Betriebszwecke gut geeignete Gießmasse muß auch *Fließfestigkeit* [10] aufweisen, welche aber in einem bestimmten Schergeschwindigkeitsbereich zwischen zwei Grenzwerten liegen muß, und diese binnen 24 Stun-

Tabelle I

Meßwerte der Schubspannung (τ_m) und Fließfestigkeit (τ_δ) als Funktion des B. MARSCHALKÓ *berechneten Schub-*

a) Gießmasse (gut) [1]

	No.	f(τ) sec^{-1} Abb. 1	τ_m dyn/cm² Abb. 1	τ_b dyn/cm²	Diff.[2] %	η_b P	τ_δ dyn/cm² Abb. 2
ansteigend	1.	0,331	0,210	0,212	0,952	0,6392	0,759
	2.	0,829	0,540	0,542	0,370	0,6536	0,429
	3.	1,326	0,871	0,867	0,460	0,6538	0,098
	4.	3,315	2,250	2,260	0,444	0,6817	3,252
	5.	9,449	7,754	7,157	—7,700	0,7574	2,423
	6.	12,764	10,419	10,415	—0,390	0,8160	2,423
	7.	43,099	62,759	53,589	—14,612	1,2434	2,842
	8.	86,199	192,637	154,632	—19,729	1,7939	3,635
infl.	9.[3]	104,343		209,103		2,0040	3,635[3]
	10.	127,640	287,138	287,068	0,000	2,2488	3,635
	11.	207,200	621,528	606,785	—2,373	2,9285	3,635
	12.	552,004	1422,368	1421,42	—0,067	4,3866	12,115
	13.	994,602	5054,614	5055,36	0,058	5,0828	276,235
	14.	1525,056	6649,022	8780,66	32,059	5,7576	378,006
Zusammenbruch der Dispersion	15.	3315,340	6735,252	19834,69	194,490	5,9827	533,085
	16.	5205,084	5224,232	31662,53	506,070	6,0831	591,239
	17.	6694,987		40865,68	797,072	6,1021	290,773
	18.	6696,99	4555,453	15624,08	242,975	2,3330	
	19.	4856,97	11646,796	11569,55	—0,664	2,3900	508,854
	20.	3083,27	4544,760	7722,97	69,931	2,5048	785,089
sinkend	21.	1674,25	3581,360	4604,187	28,559	2,7500	780,242
	22.	994,60	3150,047	3024,579	—3,984	3,0470	726,934
	23.	619,97	2156,574	2156,256	0,000	3,4782	387,698
infl.	24.[3]	425,77		1647,57		3,8696	196,75[3]
	25.	232,07	1221,249	1063,484	—12,918	4,5826	184,156
	26.	127,64	775,394	673,033	—13,202	5,2729	184,156
	27.	99,46	533,035	549,904	3,164	5,5289	193,849
	28.	43,099	266,542	266,791	0,000	6,1902	181,156
	29.	13,261	91,027	88,027	—3,296	6,6380	205,000
					4,406[5]		

[1] Eigene Messungen, gemessen von Ing. K. Bihary

[2] Diff. $\% = \frac{\tau_b - \tau_m}{\tau_m} \cdot 100$

[3] Werte im Wendepunkt

[4] Zugelassene Streuung der Meßwerte von Dispersionen bei Mischungen niedriger Stabilität

[5] Mittelwert der Streuung der Schubspannungswerte bei Schergeschwindigkeitsgefällen

II

Geschwindigkeitsgradienten (sec^{-1}) im Vergleich mit der Gleichung [2] von spannungswerten (τ_b) einer Dispersion aus

b) *Gießmasse (unbrauchbar)*[1]

$f(\tau)$ sec^{-1}	τ_m dyn/cm²	τ_b dyn/cm²	Diff.[2] %	η_b P	τ_δ dyn/cm²	
Abb. 1	Abb. 1				Abb. 2	
0,003	0,43	0,426	—0,938	129,33	106,22	ansteigend
0,033	4,38	4,265	—2,626	129,23	823,86	
0,829	105,20	104,478	—0,687	126,03	384,81	
1,326	145,39	164,583	13,201	124,12	218,08	
3,32	388,70	388,24	0,000	116,94	96,92	
8,79	775,40	882,60	11,382	100,41	72,69	
14,42	957,13	1259,73	31,615	87,36	60,58	
51,39	1865,80	2387,58	27,960	46,46	72,69	
87,12		2829,13		32,47	132,6	infl.
145,87	3343,05	3343,05	0,000	22,918	169,62	
265,23	4846,22	4203,10	—13,271	15,847	242,31	
397,84	5960,85	5331,06	—10,566	13,400	290,77	
636,55	7087,60	7238,21	2,124	11,371	424,04	
994,60	9740,90	10131,99	4,015	10,187	436,16	
1657,67	15507,90	15515,79	0,050	9,360	2423,11	
944,87	14247,89		8,459[4]	15,079	2471,57	
619,97	10298,22		Mittelwert	16,611	6178,93	sinkend
387,89	5476,23			14,118	8238,57	
265,23	9692,44			36,544	2423,11	
132,61	7027,02			52,989	2180,80	
51,388	4506,99			87,763	1793,10	
14,090	2544,27			180,570	2059,64	
9,946	2050,64			206,177	2180,80	
3,315	848,09			255,808	2180,80	
1,376	678,47			493,121	1938,50	
0,879	363,47			413,702	2059,64	
0,033	48,66			1474,540	2011,18	
0,003					1962,72	

(Gießmasse usw.) 10%
zwischen 0—1600 sec^{-1}

den in keiner Richtung überschreiten darf. Wenn nämlich die Fließfestigkeit unter die untere Grenze fällt, so ist der so gegossene Gegenstand nicht hinreichend formbeständig. Bei einer Fließfestigkeit über dem oberen Grenzwert füllt die Gießmasse das feinere Relief, die Kanten der Gußform, nicht immer aus.

Abb. 2 veranschaulicht die Kurve der Fließfestigkeit in Abhängigkeit vom Schergeschwindigkeitsgefälle für je eine bewährte und eine ungeeignete wäßrige Dispersion der Gießmasse. Die Meßwerte enthält Tabelle I/b.

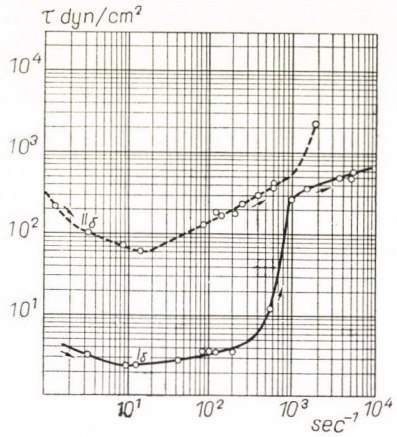


Abb. 2. Fließfestigkeitskurven einer gut bewährten und einer unbrauchbaren Gießmasse
Iδ = Fließfestigkeit der Gießmasse (gut)
IIδ = Fließfestigkeit der Gießmasse (unbrauchbar)
sec^{-1} = Schergeschwindigkeitsgefälle
τ dyn/cm² = Schubspannung

Die Erfüllung dieser vier Forderungen innerhalb der zugelassenen Streuungsgrenzen bedeutet eindeutig, daß die wäßrige Dispersion der Gießmasse für Betriebszwecke geeignet ist.

Die einzelnen Forderungen sind nun auf physikalische Grundeinheiten zurückgeführt, die durch die Theorien der Rheologie eindeutig definiert sind.

Das Verfahren zur Bestimmung der obenerwähnten vier Kennzahlen ist folgendes:

1. Die Fließkurve

Die allgemeingültige Gleichung der Fließkurve nach MARSCHALKÓ ist:

$$\eta = \eta_\infty + \frac{AD + Af(\tau)}{f(\tau)^2 + Bf(\tau) + C} \tag{1}$$

oder

$$\tau = \eta_\infty f(\tau) + \frac{ADf(\tau) + Af(\tau)^2}{f(\tau)^2 + Bf(\tau) + C} \tag{1}$$

τ bedeutet die Scherspannung (dyn/cm^2)
$f(\tau)$ das Schergeschwindigkeitsgefälle (sec^{-1})
η die scheinbare Viskosität (g cm^{-1} sec^{-1})
η_∞ den oberen Grenzwert der NEWTONschen Viskosität.

Dies ist also eine Funktion mit fünf Konstanten, A, B, C, D und η_∞, deren vier aus entsprechend bestimmten Werten der Fließkurve berechnet werden können.

η_∞ kann von der Kurve direkt abgelesen werden.

Hinsichtlich der Herleitung der Funktion und deren weiteren Einzelheiten wollen wir hier nur auf die Mitteilung von MARSCHALKÓ [13] hinweisen.

Nun hält aber MARSCHALKÓ für Betriebszwecke in den meisten Fällen der keramischen Praxis auch seine folgende Näherungsgleichung bei weitem ausreichend.

Ist die Fließfestigkeit gleich 0 oder aber vom Schergeschwindigkeitsgefälle unabhängig, so gilt:

$$ln\,\eta = C + \frac{A}{f(\tau) + B} \tag{2}$$

Die Streuung der mit dieser Gleichung berechneten Werte ist noch immer bedeutend kleiner, als die Reproduzierbarkeit und Streuung der Meßwerte selbst bei wiederholten Messungen an Dispersionen von Gießmassen. Unsere diesbezüglichen Messungen hatten dies einwandfrei bestätigt.

Die Bestimmung der Fließkurve kann am einfachsten und im allgemeinen mit jedem gebräuchlichen Rotations-Rheoviskosimeter erfolgen [4, 6, 8, 9, 12]. Zur Prüfung der Dispersionen von Tonmineralien sind aber auch noch gewisse Spezialforderungen gegenüber des zu benützenden Gerätes gestellt, u. zw.:

a) Die Schergeschwindigkeit soll kontinuierlich (nicht stufenweise) über sieben Größenordnungen hindurch (in diesem Falle von 0,1 bis etwa 20 000 sec^{-1}) veränderlich sein, zugleich aber auch an einzelnen Werten längere Zeit hindurch zuverlässig (mit höchstens $\pm 0{,}5\%$ Streuung) konstant gehalten werden können.

b) Die dazu gehörende Scherkraft soll über fünf Größenordnungen (hier von 1 bis 15 000 dyn/cm^2) ebenfalls kontinuierlich und ohne jegliche Berührung des Meßgerätes meßbar sein.

c) Bei jedem gewünschten Werte der Schergeschwindigkeit soll auch die jeweilige Fließfestigkeit — wenn erforderlich, auch »weglos« [9, 12, 13, 14] — festgestellt werden können.

d) All diese Messungen müßen vollkommen erschütterungsfrei, ohne Berührung des Gerätes während der Messung durchführbar sein. Zusatzteile wie Getriebe, Antriebsmotor, Geschwindigkeitsregler oder sonstige fibrierende

Teile dürfen nicht mit dem Meßgeräte selbst auf dieselbe Unterlage montiert werden. Die meisten käuflichen Apparate können dementsprechend modifiziert werden.

Über weitere Einzelheiten bezüglich der Bestimmung des steigenden und sinkenden Astes der Fließkurve und der gleichzeitigen Messung der Fließfestigkeit weisen wir auf die Mitteilungen von BARNA—MARSCHALKÓ [12, 13] und BUÓCZ [14] hin, wo dieses Verfahren eingehend beschrieben ist.

Speziell bei Dispersionen von Gießmassen, bei welchen die Scherbeanspruchungen während der Verarbeitung erfahrungsgemäß nicht zu groß sind, ist nach unseren Erfahrungen die Auswertung des unteren Teiles der Fließkurve — etwa zwischen 1—6000 sec^{-1} — ausreichend.

In diesem Falle stimmt auch Gleichung (2) noch fast genau.

2. Die scheinbare Viskosität (P)

Als Höchstwert der scheinbaren Viskosität definieren wir willkürlich den zu 1 sec^{-1} Schergeschwindigkeitsgefälle gehörenden Wert, der sich aus Gleichung (1) folgendermassen ergibt:

$$\eta = \eta_\infty + \frac{AD + A}{1 + B + C} \tag{3}$$

oder aber aus Gleichung (2) (noch immer nur mit Fehler unter 5%):

$$ln\, \eta_{max} = C + \frac{A}{1 + B} \tag{4}$$

Die noch zugelassene Streuung des Höchstwertes der Viskosität muß immer von den Umständen der Fabrikation, von der gewünschten Qualität des Fabrikates abhängig gemacht und dementsprechend festgestellt werden.

3. Die Schlüpfrigkeit (ϱ)

Die Schlüpfrigkeit kann — ihrem Begriffe entsprechend — aus der Näherungsgleichung (2) von MARSCHALKÓ leicht berechnet werden.

$$\text{Schlüpfrigkeit} = \varrho = \frac{dln\, f(\tau)}{dln\, \tau} = \frac{(f(\tau) + B)^2}{A \cdot f(\tau) + (f(\tau) + B)^2} \tag{5}$$

Ihr Höchstwert wird — wie bekannt — beim Wendepunkte der Fließkurve erreicht.

$f(\tau)$ = Meßwert des Geschwindigkeitsgefälles im Wendepunkte der Fließkurve (sec^{-1})

τ = Scherspannung im Wendepunkte der Fließkurve (dyn/cm^2)

Das Schergeschwindigkeitsgefälle im Wendepunkt selbst kann graphisch bestimmt oder aus der Gleichung (2) von MARSCHALKÓ höchst einfach berechnet werden:

$$f(\tau)_{\text{infl.}} = +B \tag{6}$$

4. Fließfestigkeit (dyn/cm²)

Die Bestimmung der Fließfestigkeit erfolgt gleichzeitig mit der Aufnahme des steigenden und sinkenden Astes der Fließkurve und ist in den obenerwähnten Mitteilungen [8, 12, 13, 14) auch eingehend behandelt.

Die fallweise noch zugelassenen und von den Anforderungen der Herstellungsweise und der Qualität des Fabrikates abhängigen Abweichungen zwischen dem steigenden und sinkenden Ast der Kurve und der Fließfestigkeit werden und können durch Grenzwertbestimmung der Viskosität in den beiden (steigenden und sinkenden) Ästen am zweckmäßigsten durch Angabe der scheinbaren Viskosität im Wendepunkte der Kurve $\eta_{\text{inflex.}} = \text{g cm}^{-1}\text{sec}^{-1}$ zum Ausdruck gebracht werden.

$$ln\, \eta_{\text{infl.}} = C + \frac{A}{2B} \tag{7}$$

Tab. II enthält die Kennzahlen der in Tab. I enthaltenen Meßwerte einer bewährten und einer minderwertigen Gießmasse und zugleich auch die Parameter der Gleichung (2) von MARSCHALKÓ.

In Tab. IV sind nun — auf Grund von Erfahrungen und an mehreren in der Praxis gut bewährten Gießmassen bestimmten Meßwerten — die Durchschnittswerte der Kennzahlen zusammengestellt. Spalte II enthält die Werte einer nicht bewährten Dispersion.

Endlich zeigt Abb. 3 zum Vergleich den vollen Verlauf der wahren Fließkurve einer einheitlich reinen 40,6%-igen Kaolindispersion.

Das Ziel unserer Forschungsarbeit und Erwägungen war bei weitem nicht die Entwicklung neuer Materialqualitäten oder Herstellungstechnologien. Wir wollten bloß die zahlreichen Schwierigkeiten beheben, die sich ergeben, wenn den Fachleuten die mit Dispersionen der Tonmaterialien arbeiten, keine entsprechenden Kenn- und Bewertungszahlen zur Verfügung stehen, um das angebotene oder zur Verwendung vorbereitete Material eindeutig und reproduzierbar untersuchen, benennen und in ihren Verwendungsmöglichkeiten bewerten zu können. Dies wollten wir in einem dieser Verwendungsgebiete — bei den »Dispersionen der Gießmassen in der feinkeramischen Industrie« — näher veranschaulichen.

Ist dies auf rheologischer Grundlage gelungen, so ist auch unser gesetztes Ziel erfüllt.

Tabelle II

Gleichungskonstanten (a) *und einige Kennzahlen* (b) *der in Tab. I und II zusammengestellten (scheinbaren) Viskositäts- (P) und Schubspannungswerte einer guten und einer unbrauchbaren Gießmasse*

a) *Gleichungskonstanten der nach Gleichung (2) von* B. MARSCHALKÓ *berechneten Werten der Dispersion einer*

	Gießmasse (gut) ansteigender Ast (Tab. I)	*Gießmasse (gut) sinkender Ast (Tab. I)*	*Gießmasse (unbrauchbar) (Tab. II)*
A.	−239,74384	489,16810	240,81690
B.	104,34285	425,77402	87,11957
C.	1,84387	0,77869	2,09843

b) *Kennzahlen*

1. Wendepunkt					
P	sec^{-1}	P	sec^{-1}	P	sec^{-1}
$\eta_{infl.} = 2{,}004$	$f(\tau) = 104{,}3428$	$\eta_{infl.} = 3{,}8696$	$f(\tau) = 425{,}77402$	$\eta_{infl.} = 32{,}472$	$f(\tau) = 87{,}11957$
2. Scheinbare Viskosität					
Höchstwert*	$\eta_{max} = 6{,}3210$ P	$\eta_{max} = 6{,}8730$ P		$\eta_{max} = 120{,}9350$ P	
Kleinstwert	$\eta_{min} = 0{,}6352$ P	$\eta_{min} = 2{,}1790$ P		$\eta_{min} = 8{,}1532$ P	
3. Schlüpfrigkeit (beim Wendepunkt)					
Höchstwert	$\varrho_{infl} = 0{,}635157$	$\varrho_{infl.} = 1{,}402963$		$\varrho_{infl.} = 3{,}24598$	
4. Fließfestigkeit*					
bei $f(\tau) = 1\ sec^{-1}$	$\tau_\delta = 0{,}429$ dyn/cm²	$\tau_\delta = 205$ dyn/cm²		$\tau_\delta = 384{,}8$ dyn/cm² ansteigend $\tau_\delta = 2059{,}64$ dyn/cm² sinkend	
bei $f(\tau) = 600\ sec^{-1}$	$\tau_\delta = 12{,}115$ dyn/cm²	$\tau_\delta = 251$ dyn/cm²		$\tau_\delta = 420$ dyn/cm² ansteigend $\tau_\delta = 6178{,}9$ dyn/cm² sinkend	
$(f)\tau$ = Schergeschwindigkeitsgefälle	τ_δ = Fließfestigkeit	P = Poise		η = Viskosität (scheinbare)	

* Zwischen 1—600 sec^{-1}

Tabelle III

Fließkurve einer 40,6%-igen Dispersion Wasser/Kaolin aus Zettlitz

No.	Meßwerte				Berechnete Werte [Gleichung (.) nach Marschalkó]			
	$f(\tau)$ sec^{-1}	$\tau\eta$ dyn/cm²	$\tau\delta$ dyn/cm²	η P	$\tau\eta$ dyn/cm²	Diff. %*	η P	
1.	2,714	35,191	307,9	12,9665				
2.	6,786	80,502	211,1	11,8630				Ansteigend
3.	11,401	124,499	197,9	10,9200				
4.	27,144	255,129	263,9	9,3991				
5.	67,861	651,019	334,3	9,5934				
6.	114,006	835,428	334,3	7,3279				
7.	271,444	1284,444	404,7	4,7318				
8.	678,610	1609,954	369,5	2,3724				
infl.	825,0	1660,0		2,0121				
9.	1140,065	1706,777	404,7	1,4970				
10.	2171,552	1935,468	483,9	0,8913				
11.	4885,992	2375,341	483,9	0,4861				
12.	8957,65	2727,244	439,9	0,3045				
13.	10857,76	2639,268	615,9	0,2528				
14.	23072,7	4024,883	527,9	0,1744				Zusammenbruch der Dispersion
15.	30808,9	5225,750	602,6	0,1696				
16.	40716,6	5498,457	659,8	0,1350				
17.	50895,8	7700,—	769,8	0,1513	11462,72	48,86	0,2252	
18.	34337,7	6510,—	703,8	0,1896	8111,93	24,60	0,2362	
19.	27144,4	5700,—	747,8	0,2100	6660,69	16,85	0,2454	
20.	15472,3	4200,—	791,8	0,2714	4322,96	2,92	0,3350	
21.	9500,54	3050,—	813,8	0,3210	3154,17	3,41	0,2794	
22.	5021,71	2331,33	571,8	0,4642	2331,33	0,00	0,4642	
23.	1628,66	1830,00	457,5	1,1236	1829,80	—0,01	1,1234	
infl.	1546,1				1818,20		1,1760	infl.
24.	1140,06	1732,00	485,2	1,5102	1748,39	0,94	1,5336	
25.	773,61	1632,87	373,9	2,1107	1632,85	0,00	2,1107	sinkend
26.	771,44	1068,85	197,9	3,0376	1094,04	2,34	4,0305	
27.	114,00	607,00	140,8	5,3244	610,05	0,49	5,3513	
28.	67,86	399,23	246,3	5,8831	398,72	—0,12	5,8756	
29.	27,14	173,99	255,1	6,4102	173,99	0,00	6,4102	
30.	11,40	73,54	189,1	6,4500	75,67	2,90	6,6377	
31.	6,79	44,28	197,9	6,5250	45,54	2,78	6,7109	
32.	2,71	17,97	167,2	6,6212	18,37	2,23	6,7686	
	1,00					1,39* Mittelwert	6,7952	

$$* \text{ Diff. } \% = \frac{\tau_b - \tau_m}{\tau_m} \cdot 100$$

Tabelle IV

Vorschlag zu einer Vorschrift für einwandfreie Gießmassen I.		Meßwerte einer ungeeigneten Gießmasse II.
ansteigender Ast	sinkender Ast	
1. *Fließkurve*		
η (P) im Wendepunkt:		
$10 > \eta > 1{,}0$		66
2. *Scheinbare Viskosität* (P = Poise)		
η (P) bei $f(\tau) = 1$		
$100 > \eta > 10$	$50 > \eta > 5$	138
3. *Schlüpfrigkeit* $(\varrho) = \frac{d\ln f(\tau)}{d\ln \tau}$		
Höchstwert (im Wendepunkt)		
max. 2,2		max. 2,9092
4. *Fließfestigkeit* (δ) dyn/cm²		
von »O« bis zu $f(\tau) = 600$ sec^{-1}		
$20 > \delta > 2$	$20 > \delta > 2$	bei $f(\tau) = 0$: 11; bei $f(\tau) = 600$: 116

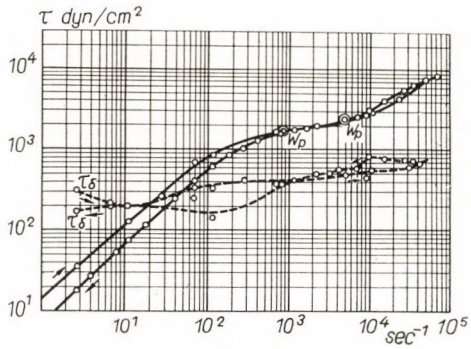


Abb. 3. Fließkurve einer 40,6%-igen Dispersion von Kaolin aus Zettlitz
τ_δ = Fließfestigkeit
sec^{-1} = Schergeschwindigkeitsgefälle
τ dyn/cm² = Schubspannung
Wp = Wendepunkt

Auf ganz ähnliche Weise kann die Definition und Bewertung der Dispersionen sämtlicher Tonmaterialien auch in den verschiedensten Anwendungsgebieten der Tonindustrie und Praxis erfolgen. Das Verfahren und die Funktion von MARSCHALKÓ samt den vier rheologischen Grundbegriffen sind immer dieselben, nur die Größenordnungen der entsprechenden Kennzahlen und die Wertungskonstanten sind natürlich je nach den Ansprüchen und dem Verwendungsziele oft bedeutend verschieden.

LITERATUR

1. PRANDTL, L.—VANDREY, F.: Z. angew. Math. Mech. **30,** 169, 1950.
2. EYRING, H.: J. Chem. Phys. **4,** 283, 1936.
3. MESKAT, W.: Dechema Monographic **25,** 9, 1955.
4. SCHURZ, J.: Kolloid Z. B. **154,** 2, 97.
5. OSTWALD, W.: Kolloid Z. B. **36,** 105, 1925.; Kolloid Z. B. **43,** 190, 1927.
6. SCHURZ, J.: Kolloid Z. B. **148, 76,** 1956.
7. UMSTÄTTER, H.: Dechema Monographie **14,** 70, Weinheim, 1949.
8. UMSTÄTTER, H.: Einführung in die Viskosimetrie und Rheometrie. Berlin—Göttingen—Heidelberg, 1952.
9. SCHULTZ-GRUNOW, F.—WEYMANN H.: Kolloid Z. B. **131,** 61, 1953.
10. UMSTÄTTER, H.: Strukturmechanik, Dresden u. Leipzig, 1948.
11. MARSCHALKÓ, B.—BARNA, J.: Acta Techn. Hung. 19, 1—2, 1957.
12. BARNA, J.—MARSCHALKÓ, B.: Acta Techn. Hung. **15,** 77, 1956.
13. BARNA, J.—MARSCHALKÓ, B.: Acta Techn. Hung. **46,** 391, 1964.
14. BUÓCZ, T.: Építőip. és Közl. Műsz. Egyetem Tud. Közl. **IX,** 3, 63—73, 1963.
15. PHILIPPOFF, W.: Viskosität der Kolloide. Dresden, 1942.

CHARACTERIZATION AND EVALUATION OF AQUEOUS DISPERSIONS OF CLAY MINERALS

By

J. BARNA

Abstract

The ways of evaluation and characterizing aqueous dispersions of clay minerals were studied. As qualitative and quantitative indices only parameters of colloid-chemical and rheological nature may enter into consideration, and as such the curves of flow, apparent viscosity, slip, and yield-limit have been chosen.

In describing the flow curves and calculating the indices, the method and function proposed by MARSCHALKÓ proved most suitable.

These results apply to dispersions of all clay minerals, and the author discusses them as examples of the classification and evaluation of fine-ceramical masses.

ХАРАКТЕРИСТИКА И ОЦЕНКА ВОДНЫХ ДИСПЕРСИЙ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Я. БАРНА

Резюме

Изучены были возможности обозначения и оценки дисперсий глинистых минералов.

Качественно-количественными показателями могут служить только параметры коллоидно-химической и реологической природы и, как таковые, характеризуются в первую очередь кривыми текучести, кажущейся вязкостью, скользскостью и кривыми сопротивления текучести.

При описании кривых текучести и вычислении качественно-количественных показателей больше всего оправдали себя функция и метод, предложенные Б. Маршалько.

Данные результаты справедливы для дисперсий всех глинистых минералов, где бы они ни встречались. Они здесь рассматриваются как примеры «наименования и оценки литниковых масс тонкокерамической промышленности».

Приложенные таблицы позволяют получить более полное представление о сущности вышеизложенных исследований.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 393—408 (1967)

INFLUENCE OF POTASSIUM IONS ON THE STABILITY OF SUSPENSIONS OF BENTONITE FROM MÁD

By

Z. JUHÁSZ and I. KLEIN-KAKASY

STATE ENTERPRISE FOR ORE AND NON-METALLIFEROUS MINING, BUDAPEST

Relations were investigated between the stability of suspensions prepared with Na_2CO_3 from Ca bentonites from the occurrences of Mád and the potassium content of the montmorillonite in the bentonites.

It has been found that the presence of potassium bound to the montmorillonite lattice in unexchangeable positions decreases the Na^+ intake of the suspension prepared with Na_2CO_3, as well as its specific surface, peptizability and stability. The results of model experiments are in keeping with those performed on natural bentonites. The natural samples can be separated into two distinct groups, presumably two subspecies of the mineral species montmorillonite, both present in the Mád region.

At the foot of the mountains around Tokaj, the bentonite occurrences around the village of Mád constitute mineral reserves suitable for industrial use, workable with efficient methods of large-scale mining. These workable reserves coincide with the maxima of montmorillonite enrichment. The calcium bentonites occurring scattered in an area of a few sq. km exhibit a marked swelling after conversion to sodium bentonite and constitute stable suspensions with much water. It is this latter property that determines the practical uses of bentonite from Mád. According to a generally accepted view, the stability of bentonite suspensions — and, consequently, the industrial worth of bentonite — depend upon the relative abundance of the "active principle" montmorillonite: the higher its abundance, the better the grade of bentonite.

The above statement can undoubtedly be accepted in a general way. However, in their statistical treatment of data furnished by examinations on a large number of bentonite samples, the present authors found that no unequivocal correlation between the montmorillonite content of bentonite, on the one hand, and the stability of the suspension derived from it by sodium carbonate treatment, on the other, could be established. Even within one and the same occurrence, some samples of bentonite were of a fairly high grade although quite low in montmorillonite, whereas high montmorillonite content did not invariably entail favourable colloidal properties. Discrepancies were found to be particularly great among samples of identical montmorillonite content but different provenance: the stability of their suspensions was so widely different as to make us reject the notion that bentonite grade depends on montmorillonite content alone.

An interpretation of the above-mentioned findings required first of all a thorough knowledge of the montmorillonites of the region. Examinations carried out with this end in view revealed that the chemical composition of montmorillonite exhibits a wide range of variance not only from one locality to the next, even if the distance is small, but also within one and the same locality. The most remarkable feature in this potassic region of magmatic rocks is the presence of more or less potassium in all montmorillonites examined. This is why the authors attempted first of all to establish the influence of potassium upon the stability of aqueous suspensions prepared from calcium bentonites by treatment with sodium carbonate, and then to establish the influence on suspension behaviour of the potassium contained in the bentonite proper. Conscious of the fact that the behaviour of suspensions made from Ca bentonites by Na_2CO_3 treatment depends on a variety of factors, the authors did not expect to find significant correlation with any one variable. Contrary to their expectation, however, they found that in the few samples examined, the stability of suspensions prepared under rigorously standardized conditions exhibited a functional type of correlation with the chemical composition of the montmorillonite. Although the authors do not consider their work on this subject to be complete, the publication of this result seems to them to be worth while as it may help advance research into the properties of montmorillonite.

I. Influence of potassium ions upon the behaviour of sodic bentonite suspensions

Adding increasing doses of Na_2CO_3 to the low-concentration aqueous suspension of a Ca bentonite entails substantial changes in the properties of the original suspension. Of the results of measurements performed to trace this process, the following seems to be of particular importance:

1) The binding by the bentonite of increasing amounts of Na^+ up to a certain state of saturation.

2) Specific surface (Ω) as determined by adsorption of methylene blue increases up to a certain maximum where it stabilizes.

3) Displacement of the particles in an electric field (velocity of electrophoretic displacement, v) vs. Na_2CO_3 content gives a graph with a peak.

4) The number of colloidal particles in the low-concentration suspension goes on increasing up to a certain critical concentration of Na_2CO_3; beyond it, the abundance of the colloidal fraction (the peptization number p) will decrease.

The graphs of the above four parameters for a Ca bentonite from Mád are shown as continuous lines in Figs 1 to 4.

Performing the same measurements with K_2CO_3 instead of Na_2CO_3 resulted in certain significant differences (see dashed lines in Figs 1 to 4),

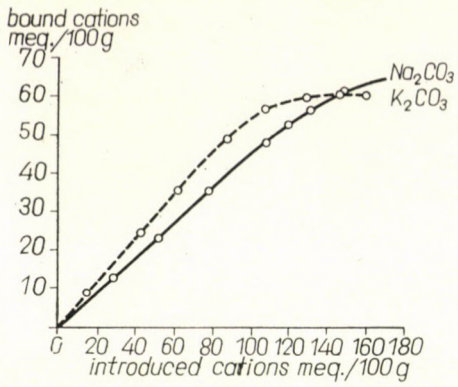


Fig. 1

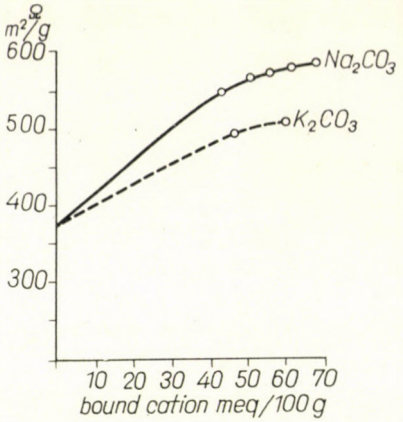


Fig. 2

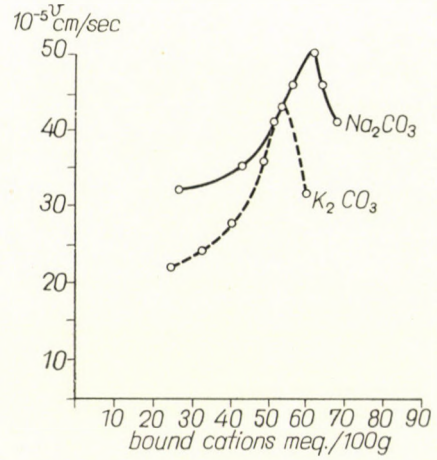


Fig. 3

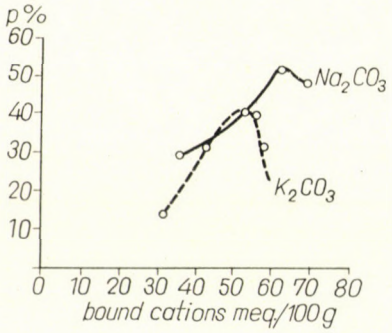


Fig. 4

although the general course of the graphs was about the same. The differences were the following:

1) Within a narrower range of electrolyte concentration, Ca bentonite bound more K ions than Na ions. Saturation was attained at a lower K^+ concentration in the electrolyte; also, the maximum amount of bound K^+ was less than the maximum amount of Na^+.

2) For an equal amount of bound cation, the specific surface of the bentonite was less in the case of K^+ than in the case of Na^+.

3) The peak of electrophoretic displacement velocity shifted downward and to the left; the displacement of the particles was less on the average and the peak was attained at a lower abundance of bound ions of K^+ than of Na^+.

4) K_2CO_3 liberated a smaller number of colloidal particles from the bentonite, and maximum peptization occurred at a lower abundance of bound ions of K^+ than of Na^+.

Before attempting the interpretation of the above findings let us describe the results of some further experiments.

a) Increasing doses of KCl were added to the aqueous suspension of Ca bentonite. After the attainment of equilibrium, the amounts of K^+ and Cl^- that vanished from the solution *(i.e.* that were bound by the bentonite)

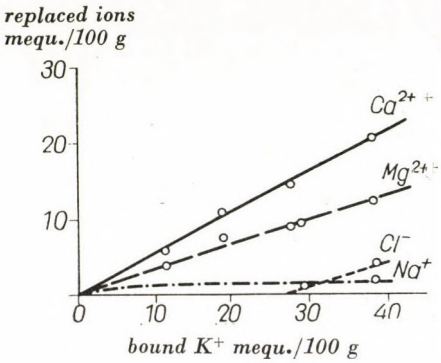


Fig. 5

and of Ca^{++}, Mg^{++} and Na^+ escaped from the bentonite were determined The results are shown in Fig. 5. The amount of liberated Ca^{++} and Mg^{++} is seen to vary as the amount of bound K^+. On the other hand, the abundance of Na^+ liberated into the solution was found to attain a maximum at quite a low concentration of K^+; no further Na^+ ions were liberated even though the number of K^+ ions bound went on increasing. No measurable amount of Cl^- was bound except when the number of bound K^+ ions was high enough, *i.e.* when the KCl concentration in the solution attained a fairly high value.

b) Electrolytes of equal activity of KCl, NaCl, KOH, NaOH, K_2CO_3 and Na_2CO_3 were added to Ca bentonite suspensions and the amounts of cations bound were established. The results are shown in Table I.

The above data reveal that, firstly, the amount of cation bound depends on the anion and, secondly, for any anion, K^+ is bound in larger quantities by the bentonite than Na^+.

c) Samples of Ca bentonite were after treatment with KOH repeatedly centrifuged and washed until no more K^+ could be detected in the washing liquid. The samples were then dewatered by evaporation and heat-treated at 100 and 200 degrees centigrade, for two hours at both temperatures. An ion-exchange determination with a solution of $BaCl_2$ was subsequently carried out. The results are contained in Table II.

Table I

Electrolyte	Cations bound, mequ./100 g
KCl	15.9
NaCl	10.0
KOH	45.6
NaOH	29.6
K_2CO_3	56.2
Na_2CO_3	45.5

Table II

	T mequ./100 g	Exchanged			
		Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}
		mequ./100 g			
Original Ca bentonite	82.5	75.4	5.8	1.8	1.2
Bentonite KOH-treated, dried at 100°C	71.9	44.6	2.1	—	25.5
Bentonite KOH treated, dried at 200°C	68.5	44.0	2.0	—	22.0

After the ion exchange measurement, the bentonite was analyzed for K_2O. K^+ content was found to vary inversely with the T parameter. Hence, part of K^+ cannot be exchanged even by Ba^{++}.

The end products of these experiments showed two further remarkable changes. Firstly, the X-ray interference line, about 15 kX, of the original bentonite was displaced to 13.4 kX by drying at 100°C and to 12.4 kX by drying at 200°C. Secondly, a substantial change in water-vapour adsorption capacity was observed. Fig. 6 shows the water vapour adsorption isothermals of the three bentonite samples figuring in Table II. The intensity of the change is apparent.

The results of the experiments enumerated above constitute a basis on which the interaction of Ca bentonite with Na_2CO_3 and the role of K^+ ions can be discussed.

1) For both alkali ions, the amount bound by Ca bentonite varies with the concentration of the alkali ions in the solution. As regards the mechanism of the reaction, ion exchange is likely to be predominant in the low-concentration range: the Ca, Mg, K and Na ions of montmorillonite are replaced by K or Na, respectively. If the alkali ion concentration is high, the ion exchange is supplemented by the binding also of the anion, and this molecular adsorption is the stronger, the fewer the still unexchanged cations. Reaction with

the alkali cation is affected by the anion introduced into the system to the extent that the less soluble the alkali ions and the anion are in water, the easier the ion exchange, *i.e.* the greater the amount of alkali ion bound at a given concentration of the ion in the solution.

All experiments concurred in proving that potassium is bound to bentonite with a much greater force than sodium. After intense dehydration, part of the previously bound K^+ will not be replaced even by Ba^{++} of high ionic

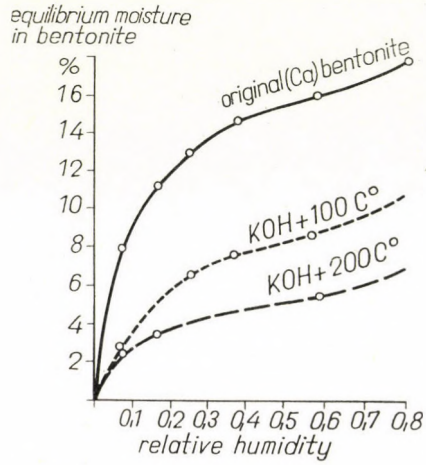


Fig. 6

potential. At the same time, considerable parallel ordering of the montmorillonite flakes takes place as well as a decrease of intergranular distances.

2) Attributing the role of a bridge bond between adjacent layers of montmorillonite to the Ca ions in Ca bentonite, we can interpret specific surface values as determined by the adsorption of methylene blue as follows: if these ions are replaced by monovalent ions incapable of constituting a bridge bond, then the bridge bonds are gradually eliminated as the ion exchange proceeds and the surface accessible to the large methylene blue molecules is liberated. In other words, intensely associated and aggregated Ca montmorillonite passes into a more highly dispersed, disaggregated state as a result of ion exchange.

The difference between the two alkali elements is that Na produces a higher degree of disaggregation than K. Potassium, bound with a stronger bond, presumably decreases the polarity of the surface so much that the arising of secondary forces of adhesion engenders new processes of association in the system.

This is particularly apparent if the hydrate shell of K^+ is removed by drying. Association is then so strong that some portions of the surface become

inaccessible even to the very small molecules of water: this is why water adsorption capacity is substantially decreased. The association of montmorillonite lamellae is the reason also for the maximum amount of bound K^+ being less than that of Na^+. It seems that even the last stages of potassium intake are hindered by compaction due to previous intake of potassium.

3) Electrostatic interaction between the negative surface of montmorillonite and the monovalent alkali ions being less strong than between the surface and bivalent alkali earth ions, the alkali ions adsorbed on the surface effect a stronger local dissociation than the alkali earth ions. This is proved among other things also by the change in electrophoretic displacement velocity; up to a critical limit, the more alkali ions get caught on the montmorillonite, the greater the velocity in question, which is at the same time a measure of the electrokinetic potential expressing superficial dissociation.

At the highest concentrations of alkali ions on the surface of montmorillonite, electrokinetic potential is observed to decrease as a result of the repression of superficial dissociation owing to increased ion concentration in the solution.

The differences in the effects of the two alkali elements studied are conspicuous also in this respect. It is apparent that local dissociation due to potassium, which is surrounded by a hydrate shell, is less intense than that due to sodium.

4) The increase of the number of submicroscopic particles of montmorillonite in the colloid suspension — as expressed by the peptization number (the ratio of particles in colloidal solution, reduced to the dry substance, to the total amount of bentonite) — in proportion to the number of bound alkali ions is due to disaggregation and to the thick hydrosphere generated by the electric double layer formed on the surface. The montmorillonite particles, liberated from the aggregate and having procured a sufficient number of alkali ions to assure an approriate hydrosphere, constitute a hydrosol. The form of the graph in Fig. 4 reveals, however, that aggregated Ca bentonite cannot be considered homogeneous. If this were the case, all particles would enter the colloid solution simultaneously at a critical value of alkali ion density. Heterogeneity, whether a result of differences in the constitution of grain surfaces or in the lattice structures, results in a gradual increase of peptization.

The decrease of the peptization number subsequent to the binding of a critical number of alkali ions is due to the repression of surface dissociation, which in turn results in the coagulation of the system.

The differences discussed above between the effects of the two alkali ions are apparent in their influence on the peptization number.

All in all, the influence of alkali elements on bentonite suspensions consists essentially in the effect that Ca bentonite, forming in its original state

a coarsely disperse system of aggregated particles in aqueous suspensions, is converted to a hydrophilic colloidal system. Such suspensions are stable, *i.e.* they do not settle even after a long time. Stability finds an expression also in the circumstance that the filterability of such suspensions is considerably impaired, because the bentonite film formed on the filter at the beginning of the process acts as an ultrafilter whose filtering properties depend on the grain size of the film, on the diameter of the capillaries in the porous system

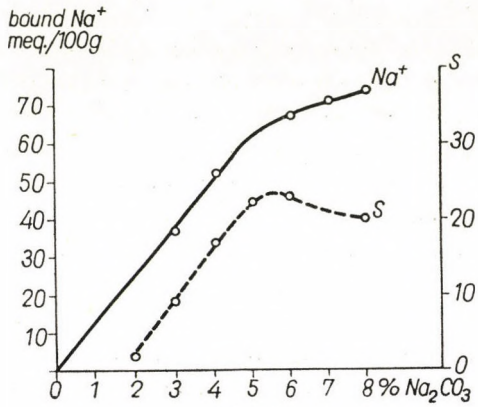


Fig. 7

constituted by the grains and on the structure of the hydrosphere formed on the grain surfaces. This makes it possible to characterize the stability of bentonite suspensions in terms of filterability. Since filterability has been established as an additive property of bentonite suspensions, the stability number of montmorillonite suspensions can be expressed by the following formula:

$$S = \frac{1000}{M\,q}$$

where M is the montmorillonite content of the bentonite sample in per cent,
q is the quantity of sol passed through the filter from a 6 per cent suspension under 7 atmospheres excess pressure.

Stability number vs. Na_2CO_3 added to the solution varies according to the same type of one-peak relationship as peptization number (Fig. 7, the quantity of bound Na^+ has also been plotted).

On Ca bentonite samples treated with KOH prior to the addition of Na_2CO_3, a rapid decrease of stability number and amount of bound Na^+ was observed (Fig. 8).

In summary, *the stability of aqueous bentonite suspensions, made from Ca bentonite with Na_2CO_3 is the lower, the more potassium has previously been adsorbed by the bentonite: K^+ ions, once bound, are not pried off the grain surfaces by Na^+ ions*, since the bond between K^+ and the surface is stronger than between Na^+ and the surface.

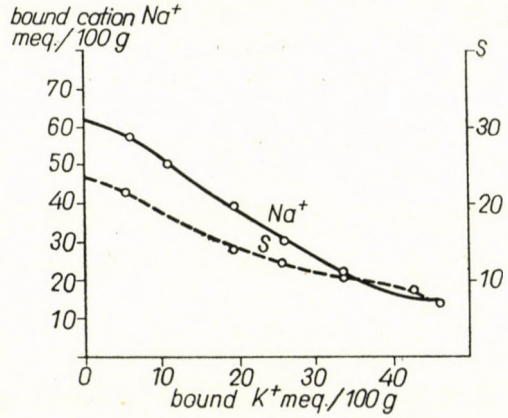


Fig. 8

Table III

Designation	Origin of sample	Montm. per cent	Other principal minerals
K — 1	Bentonite, Koldu	70	quartz, kaolinite, feldspar
H — 2	Bentonite, Hercegköves	57	cristobalite, quartz
H — 3	Bentonite, Hercegköves	47	quartz, cristobalite, feldspar
H — 4	Bentonite, Hercegköves	47	quartz, kaolinite, feldspar
H — 5	Bentonite, Hercegköves	38	quartz, kaolinite
H — 6	Bentonite, Hercegköves	37	quartz, feldspar
H — 7	Bentonite, Hercegköves	26	quartz, kaolinite, feldspar
H — 8	Bentonite, Hercegköves	32	quartz, kaolinite
H — 9	Bentonite, Hercegköves	39	quartz, cristobalite, feldspar
H —10	Bentonite, Hercegköves	35	quartz, kaolinite
H —11	Bentonite, Újhegy and Hercegköves, mixture	29	quartz, kaolinite, feldspar
R —12	Bentonite, Rátka-Újhegy	30	quartz, kaolinite, feldspar
R —13	Bentonite, Rátka-Újhegy	32	quartz, kaolinite, feldspar
R —14	Bentonite, Rátka-Újhegy	42	quartz, kaolinite, feldspar
R —15	Bentonite, Rátka-Újhegy	36	quartz, kaolinite, feldspar
HV—16	Bentonite, Holtvölgy	32	quartz, kaolinite
T —17	Allevardite, Töröktanya Királyhegy (Nemecz et al. 1960)	56	quartz, kaolinite

II. Influence of potassium on the stability suspension of bentonite from Mád

Type samples were collected from five mines in the vicinity of Mád. The designations, derivation *(i.e.* locality of sampling) and montmorillonite contents of the samples, and also the minerals associated with montmorillonite are listed in Table III. Montmorillonite content was determined by fractionating

Table IV

Designation	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	Na_2O
	per cent						
K — 1	64.9	25.58	2.61	3.96	2.59	0.24	0.12
H — 2	64.0	26.78	1.70	4.06	2.93	0.37	0.16
H — 3	63.9	26.85	3.81	2.64	2.38	0.28	0.14
H — 4	61.9	28.87	2.47	3.22	2.69	0.70	0.15
H — 5	58.9	31.28	4.07	1.65	2.32	1.65	0.13
H — 6	64.2	27.26	3.12	2.73	2.08	0.41	0.20
H — 7	60.7	27.54	4.84	2.31	3.48	1.00	0.13
H — 8	59.9	27.75	5.33	2.66	3.19	1.05	0.12
H — 9	65.5	26.25	3.38	2.28	2.04	0.43	0.12
H —10	61.9	29.40	2.34	2.53	2.58	1.12	0.13
H —11	61.0	30.13	2.47	2.22	2.30	1.75	0.13
R —12	61.9	29.60	3.19	1.16	1.96	2.10	0.09
R —13	61.1	28.86	3.85	1.20	2.11	2.71	0.07
R —14	60.3	30.36	3.40	1.14	2.11	2.62	0.07
R —15	58.6	30.20	3.53	1.55	1.54	4.51	0.07
HV—16	60.0	31.30	3.78	1.13	2.30	0.99	trace
T —17	56.6	30.80	1.01	2.98	0.97	7.62	0.02

a 1 per cent bentonite suspension peptized with Na_2CO_3 by means of settling, and by subjecting the fractions one by one to X-ray diffractometry. Total montmorillonite content was determined by computation from the partial contents.

The oxidic composition referred to the ignited substance of the montmorillonite suspensions prepared by the BUZÁGH—SZEPESI (1955) procedure and purified by dialysis is listed in Table IV.

The cation exchange capacity of the montmorillonites and the quantities of exchanged cations are listed in Table V. (The values in the table were recomputed from the results of the measurements on the bentonite samples to refer to pure montmorillonite.)

The numbers of the atoms in various positions within the unit cell of montmorillonite are given in Table VI.

Table V

Designation	Capacity T	Exchanged ions			
		Ca++	Mg++	K+	Na+
		mequ. /100 g			
K — 1	123	84	1	5	4
H — 2	145	101	32	2	5
H — 3	140	97	20	3	4
H — 4	138	86	39	3	5
H — 5	117	68	34	4	4
H — 6	126	77	27	4	6
H — 7	140	113	6	4	4
H — 8	134	93	25	3	4
H — 9	138	88	10	3	4
H —10	120	81	23	3	4
H —11	119	75	24	4	4
R —12	111	65	5	trace	3
R —13	105	80	Ø	trace	2
R —14	102	74	3	trace	2
R —15	82	52	5	trace	2
HV—16	138	74	37	6	trace
T —17	33	25	7	Ø	1

From the data of Table VI, we computed the number of Al^{3+} substitutions (R^{3+}_{IV}) in the tetrahedral layer, the number of bivalent (Mg^{2+}) substitutions (R^{2+}_{VI}) in the octahedral layer and the relative abundances of K^+ in inactive, unexchangeable positions. The values thus obtained have been plotted in the ternary system (R^{3+}_{IV}, R^{2+}_{VI}, K^+) (Fig. 9).

The figure shows that the plots representing the individual samples of montmorillonite scatter about two straight lines, one of which issues from the point ($R^{3+}_{IV} = 100$) and proceeds towards the point ($R^{3+}_{IV} = 0$, $R^{2+}_{VI} = 30$, $K^+ = 70$), whereas the other connects the points ($R^{2+}_{VI} = 100$) and ($R^{3+}_{IV} = 90$, $R^{2+}_{VI} = 0$, $K^+ = 10$). Even this simple plot permits to separate the examined montmorillonite samples into two groups, according to whether their plot lies closer to the one line or to the other. The first group includes the montmorillonites from Újhegy and Holtvölgy and the allevardite from Törökтanya, the second the montmorillonites derived from the bentonites of Hercegköves and Koldu. The point of Sample 11 lies inbetween, in keeping with the fact that this sample was obtained by mixing bentonites from Újhegy and from Hercegköves. On the basis of this separation of the two groups, we shall from now on speak of two distinct bentonite types: it will be seen in the following that this distinction is justified on other grounds, too.

Table VI

Designation	Tetrahedral position		Octahedral position			Inactive position				
						Unexchangeable	Exchangeable			
	Si^{4+}	Al^{3+}	Al^{3+}	Fe^{3+}	Mg^{2+}	K^{+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}
K — 1	7.71	0.29	3.29	0.23	0.47	0.03	0.33	0.01	0.04	0.03
H — 2	7.54	0.46	3.25	0.15	0.60	0.04	0.37	0.11	0.02	0.04
H — 3	7.54	0.46	3.28	0.34	0.39	0.02	0.30	0.07	0.02	0.03
H — 4	7.33	0.67	3.35	0.22	0.43	0.08	0.34	0.14	0.02	0.03
H — 5	7.05	0.95	3.46	0.37	0.17	0.22	0.30	0.12	0.03	0.03
H — 6	7.56	0.44	3.34	0.27	0.38	0.02	0.26	0.10	0.03	0.05
H — 7	7.28	0.72	3.17	0.44	0.39	0.12	0.45	0.02	0.03	0.03
H — 8	7.20	0.80	3.13	0.48	0.39	0.13	0.41	0.09	0.03	0.03
H — 9	7.69	0.31	3.33	0.30	0.36	0.04	0.26	0.03	0.02	0.03
H —10	7.33	0.67	3.43	0.21	0.36	0.14	0.33	0.08	0.03	0.03
H —11	7.26	0.74	3.48	0.21	0.31	0.23	0.29	0.09	0.03	0.03
R —12	7.37	0.63	3.52	0.29	0.19	0.31	0.22	0.02	—	0.02
R —13	7.26	0.74	3.44	0.34	0.22	0.41	0.27	—	—	0.02
R —14	7.21	0.79	3.50	0.31	0.19	0.40	0.27	0.01	—	0.02
R —15	7.10	0.90	3.42	0.32	0.26	0.70	0.20	0.02	—	0.02
HV—16	6.96	1.04	3.59	0.34	0.08	0.16	0.30	0.13	0.05	0.05
T —17	7.02	0.98	3.40	0.09	0.50	1.17	0.12	0.03	—	0.01

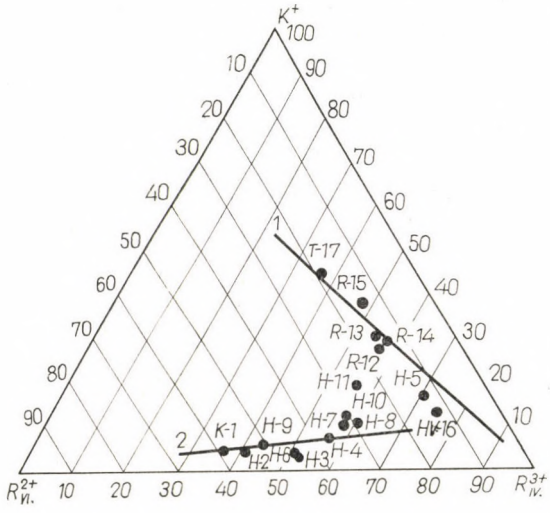


Fig. 9

2) The aggregative effect of potassium upon montmorillonite is reflected most clearly by the specific surface as determined by methylene blue adsorption. The *specific surface* values furnished by that method have been plotted vs. the number per unit cell of K ions in inactive positions (Fig. 10). The plot constitutes a string of points along a well-defined curve. The larger the number per unit cell of the K ions in montmorillonite, the less the specific surface of the system peptized with Na_2CO_3.

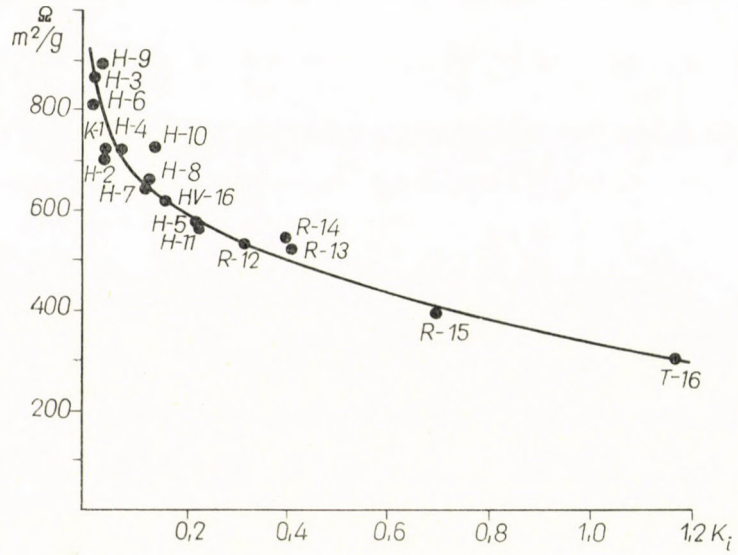


Fig. 10

The two types of bentonite differ, however, in this respect, too. The points representing the second type, of lower average K^+ content, are on the left side of the figure. The samples with the least K^+ content have the largest specific surface, whereas a slight increase in K^+ content entails a sudden decrease of specific surface. On the other hand, the points of the first group are on the right side of the figure and have small specific surfaces. Even with a substantial increase in K^+ content specific surface decreases but slowly. The position of the mixed Sample 11 is again between the two groups.

3) The quantity of Na^+ bound by suspensions of montmorillonite prepared with Na_2CO_3 decreases strongly as the number of K^+ ions filling inactive positions in the unit cell increases (Fig. 11). However, the two types of bentonite fall along two distinct straight lines: for a given K^+ content, the montmorillonites of the first type can bind more Na^+ than those of the second type.

4) The stability of the suspensions does not, however, depend so unequivocally on the number per unit cell of K^+ ions ininactive positions. An approximate relationship was obtained by computing the so-called polarity number,

subtracting the number per unit cell of K^+ ions in inactive positions (K_i^+) from the sum of tetrahedral and octahedral substitutions r_{IV}^{3+} and r_{VI}^{2+}, that is,

$$P = (r_{IV}^{3+} + r_{VI}^{2+}) - K_i^+.$$

Plotting stability vs. polarity number also yields two lines (Fig. 12) one of which carries the points of the montmorillonites of the first type while the other carries those of the second type. The plot of the mixed Sample 11 has been found to lie between the two lines.

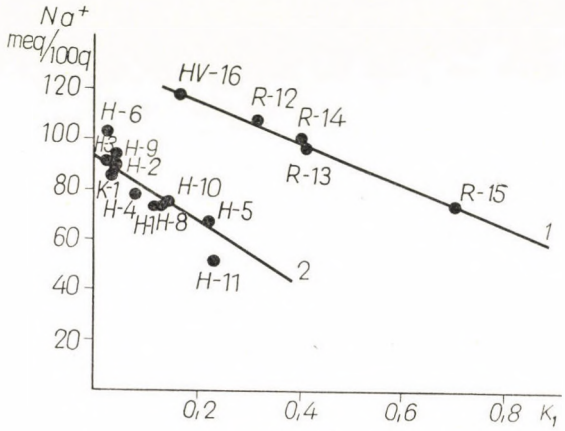


Fig. 11

The above results prove that the behaviour of the suspensions prepared with Na_2CO_3 of the Ca montmorillonites from Mád is influenced by the natural potassium content of the samples in the same way as by potassium introduced from the outside in the model experiments described in Chapter I.

a) The quantity of Na bound out of the Na_2CO_3 solution is the smaller, the higher the K^+ content of montmorillonite. Most of potassium is bound with a strong bond to montmorillonite, so much so that it cannot be exchanged even by bivalent Ba^{++}, let alone Na^+.

It is likely that the K and Na binding capacity of montmorillonite is a function of lattice structure, too, because the lattices of the two types of montmorillonite defined above were found to be markedly different even apart from potassium content. The first group is characterized by the fact that the shift of the ratio of tetrahedral and octahedral substitutions in favour of the tetrahedral ones results in a decrease of potassium content, whereas in the second group a shift of the same tendency entails an increase of potassium content. At the same time, the montmorillonites of the first group are capable of binding relatively more Na^+ than those of the second group. The structural interpretation of the phenomenon is being investigated: it is as

yet early to tell if the effect is due to lattice differences in the strict sense or to secondary influences such as variations in the concentrations of ions in natural waters. A complete answer to the problem will require the examination of many more samples. This exceeds, however, the scope of the present paper.

b) The binding of potassium unequivocally reduces the free surface of montmorillonite as measured by methylene blue adsorption, *i.e.* it furthers the association of montmorillonite grains and hinders their disaggregation by Na_2CO_3.

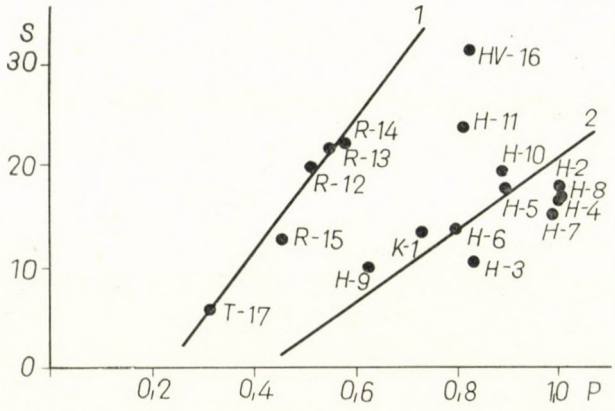


Fig. 12

c) The potassium ions in chemical bond in the lattice impair the stability of suspensions prepared with Na_2CO_3, owing to the fact that they decrease the polarity (the negative charge) due to substitutions in the lattice. Our experiments have proved that the stronger the polarity of the crystal, the more stable is the suspension that can be prepared out of a montmorillonite. This means at the same time that the virtual thickness of the hydrosphere developed about the grains depends in the first place upon the negative charge of the lattice. All the factors that decrease this negative charge, whether due to the poorly dissociating cations bound to the surface, or to the lattice structure proper, are detrimental to the stability of the suspension.

From the point of view of stability, it would likewise be premature to attempt an interpretation of the two distinct groups referred to above, but, on the basis of experience gathered so far, the solution is to be looked for in those factors that affect the negative charge of the surface. Two possibilities seem most likely: 1. there are differences in the relation of the charge centre within the lattice to the polarity of the surface, and 2. the degree of saturation of montmorillonite with alkali earth ions is different in the two types. A definite answer will not be possible until a comprehensive examination of a large number of samples will be carried out.

REFERENCES

1. Buzágh, A.—Szepesi, K.: Acta Chem. Acad. Sci. Hung. **5**, 287, 1955.
2. Nemecz, E.—Varjú, Gy.—Barna, J.: Allevardite from Királyhegy. Lecture delivered at the Clay Mineral Conference in Stockholm.

ВЛИЯНИЕ ИОНОВ КАЛИЯ НА УСТОЙЧИВОСТЬ СУСПЕНЗИЙ БЕНТОНИТОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАД

З. ЮХАС и И. КЛЕИН-КАКАШИ

Резюме

Авторы попытались найти зависимость между устойчивостью созданных при помощи Na_2CO_3 взвесей образцов из местоорождений Са-бентонита в районе с. Мад, с одной стороны, и содержанием калия в монтмориллонитах, с другой. Наблюдения велись частью в процессе испытаний на моделях, частью при изучении многочисленных образцов.

В результате проведенных наблюдений авторы сделали вывод, что в присутствии калия, связанного с монтмориллонитом и незаменимого другими катионами, уменьшается количество ионов Na^+, поглощаемых суспензией, созданной Na_2CO_3, а также сокращается удельная поверхность, способность к пептизации и устойчивость данной суспензии. Испытания на моделях и произведенные по природным материалам измерения хорошо увязываются между собой. Изученные образцы могли быть разделены на две группы. Следовательно, можно предполагать, что в рассматриваемом районе представлены два различных типа монтмориллонита.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 409—418 (1967)

BINDING OF Na_2CO_3 BY BENTONITE FRACTIONS

By

F. SZÁNTÓ, M. GILDE-FARKAS, B. VÁRKONYI and J. BALÁZS

INSTITUTE OF COLLOID CHEMISTRY, JÓZSEF ATTILA UNIVERSITY, SZEGED

The authors have studied the acid equivalents and ion-exchange capacities of sodium-bentonites formed by sodium carbonate treatment out of Hungarian Ca-bentonites, as well as the variation of these parameters as a result of decantation after centrifugation, ultrafiltration and dialysis. Our investigations have shown that such treatment suffices to remove most or all of sodium carbonate, whereas the Ca content of montmorillonite does not significantly change. Consequently, reaction with sodium carbonate is no simple process of ion-exchange but the result of a more involved chemisorption-adsorption mechanism.

In a previous paper [1] the present authors discussed the influence of treatment with sodium carbonate on the X-ray pattern of montmorillonite. It was shown that intensive treatment with sodium carbonate affects greatly the structure and the state of aggregation and orientation of the original calcium-bentonite. It was further emphasized, however, that the mechanism of the sodium carbonate treatment, so important both from the point of view of colloid chemistry and industry, is far from being fully understood. The present paper discusses investigations aiming at the further clarification of the mechanism in question. For the purpose, Ca-bentonites treated with sodium carbonate after BUZÁGH and SZEPESI [2] were separated into grain size fractions. Sodium carbonate was then eliminated by decantation by centrifugation, ultrafiltration and dialysis from the fractions thus obtained. The changes taking place in the course of such treatment were traced by conductometric titration [3] of the fractions and by the determination of their ion-exchange capacity and chemical composition.

I. Materials and procedures

Experiments were carried out on bentonites from Komlóska and Mád treated with five per cent Na_2CO_3, and also on the fractions of these bentonites. The separation of the grain size fractions was, on the basis of previous experience [4], carried out as follows.

A one per cent suspension of the bentonite treated with sodium carbonate was prepared. The coarse component ("A + B" fraction) was eliminated by

settling for 180 hours. The material that remained in suspension was centrifuged in a super-centrifuge type FS-45 at 30.000 rpm; the fraction sedimented by centrifugation was termed C-fraction and the evaporated residue of the remaining sol was termed D-fraction. The composition of the fractions of the different species of clay mineral is shown in Table I. X-ray diffraction analysis was performed by NÁRAY-SZABÓ and PÉTER [5] by a method recently developed by them. Sincere thanks are due to them for having performed this task.

Table I

Mineralogical composition of grain size fractions of sodium-bentonite from Mád and Komlóska

Name of mineral species	Percentual distribution of minerals					
	A+B		C		D	
	Mád	Komlóska	Mád	Komlóska	Mád	Komlóska
Montmorillonite	11	14	92	96	100	100
Kaolinite	2	—	5	—	—	—
Feldspar	8	2	—	—	—	—
Quartz	70	77	3	1	—	—
Cristobalite	2	6	—	1	—	—
Calcite	7	1	—	2	—	—

The C- and D-fractions — consisting according to the X-ray diffraction analysis largely of montmorillonite — were subjected to decantation after centrifugation, ultrafiltration and dialysis.

Decantation by centrifugation. 0.4 to 0.5 gram of each powdered fraction was suspended in a mixture of propanol and water containing 67 vol. per cent of propanol. The slowly settling sodium-montmorillonite was compacted by centrifugation and the supernatant liquid was then poured off. The procedure was repeated seven times. The supernatant liquids were then united and evaporated, and the dry residue was dissolved in 100 ml of distilled water. The sodium-montmorillonite settled by centrifugation was suspended in 100 ml of distilled water.

Ultrafiltration was performed in a pressure ultrafiltering apparatus [6]. The filtration membrane was made out of NIKE 203 type cellulose nitrate; 100 ml of sol was filtered, and both the liquid passed through and the sodium-montmorillonite held back by the membrane were examined.

The active surface of the membrane used for *dialysis* was 600 cm^2, the ratio of interior to exterior liquid was 1 : 1. The exterior liquid was exchanged hourly on the first day of dialysis and twice daily on subsequent days. In order to trace changes taking place in the mineral, samples of sol were taken, more frequently at the beginning of dialysis and at longer intervals later on.

The acid equivalents of sodium-montmorillonite and of the liquid containing sodium carbonate, respectively, as well as that of the liquid passed through the ultrafilter were determined by conductometric titration with hydrochloric acid. The measurements were performed with a Radelkisz 921 type conductometer at 25°C. The results were presented in milliequivalents per 100 grams of dry substance.

The cation-exchange capacity of sodium-montmorillonite was measured by MEHLICH's method [7]. In view of the considerable exchange capacity of the samples, relatively small

quantities of substance (0.5 g) were taken and mixed with a large quantity (40 g) of coarse-grained ion-free quartz sand. The ion adsorption capacity of the sand was determined by a blank run and duly taken into account when computing ion-exchange capacity. The results were referred to 100 g of substance and given in milliequivalents in this case, too.

The sodium and calcium contents of the samples were determined at the Chemistry Division of the Hungarian State Geological Institute. For performing this task, we offer our sincere gratitude to G. CSAJÁGHY.

II. Experimental results

1. *Decantation by centrifugation and ultrafiltration*

As a result of the procedure of separation of the fractions, the sodium carbonate used to peptize the bentonite accumulated in the D-fraction which had a high degree of dispersion. This was revealed first of all by high acid equivalents, about ten times as high for the D-fractions of both the Komlóska and Mád bentonite as for the C-fractions (see Table II).

Experiments concerning the cation-exchange capacity of the fractions showed that the capacity of highly dispersed montmorillonite is much greater than that of the coarser fractions. In the case of the D-fractions containing much free sodium carbonate, the high ion-exchange capacity is suspect.

Table II

Acid equivalent and ion-exchange capacity of bentonite fractions

Bentonite from	Acid equivalent mequ./100 g		ion-exchange capacity mequ./100 g	
	C	D	C	D
Mád	17	169	60	136
Komlóska	13	135	100	145

It is easy to eliminate most of the sodium carbonate from the D-fractions. This results in significant decreases in the acid equivalents (see Table III). Most of the sodium carbonate passes into the decanted liquid. The sum of the acid equivalents of washed montmorillonite and the decanted liquid turned out in the case of both bentonites to be higher than that of the original (see Table II). This difference is presumably due to the circumstance that all sodium carbonate bound to montmorillonite cannot be determined by titration. The C-fractions also contained sodium carbonate removable by washing, but much less than the D-fractions. The sums of the acid equivalents were also in this case higher than the acid equivalents of the original suspensions.

The variation of ion-exchange capacities is minimal in the case of the C-fractions, whereas the D-fractions exhibit appreciable decreases (see Table IV). These values can be accepted as more realistic, because the quantity of free sodium carbonate which presumably affects the determination is less.

Table III

Variation of acid equivalent of samples subjected to decantation by centrifugation

Bentonite from	C fraction mequ./100 g			D fraction mequ./100 g		
	decanted liquid	washed montmorillonite	total	decanted liquid	washed montmorillonite	total
Mád	8	12	20	117	59	176
Komlóska	7	11	18	81	56	137

Table IV

Ion-exchange capacities after decantation by centrifugation

Bentonite from	C-fraction mequ./100 g	D-fraction mequ./100 g
Mád	63	104
Komlóska	99	119

Table V

Change resulting from ultrafiltration in acid equivalent of D-fractions

Bentonite from	liquid passed through mequ./100 g	ultrafiltered montmorillonite mequ./100 g	total mequ./100 g
Mád	152	48	200
Komlóska	142	15	157

The results of decantation by centrifugation have proved that no appreciable quantity of sodium carbonate can be removed except from the D-fractions. Consequently, it was only the D-fractions that were subjected to ultrafiltration and dialysis. Ultrafiltration results in a further substantial decrease of the acid equivalent (see Table V). The decrease is particularly strong in the case of the Komlóska sample. In this case, too, the sum of the acid equivalents of ultrafiltered montmorillonite and the liquid that passed through the ultrafilter is greater than that of the original sample.

2. *Dialysis*

The acid equivalents of the D-fractions of both bentonites exhibit a substantial decrease under dialysis (see Table VI, Fig. 1). During twelve days of dialysis, the acid equivalent decreases almost to zero. At the same time, the conductivity of the sols decreases by one order of magnitude (see Table VII, Fig. 2).

Table VI

Changes during dialysis of acid equivalents of D-fractions

Duration of dialysis	mequ./100 g	
	Mád	Komlóska
2 hours	152	131
6 hours	135	115
24 hours	99	86
3 days	65	56
4 days	49	36
6 days	21	19
12 days	4	4

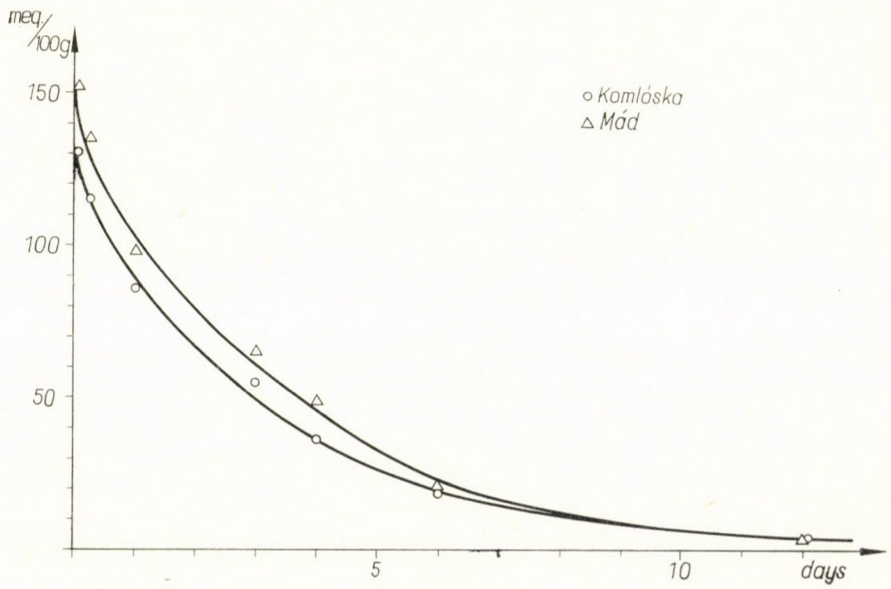


Fig. 1. Variation of acid equivalent of the D-fractions in the course of dialysis

Table VII

Changes during dialysis of the conductivity of D-fractions

Duration of dialysis	Ω^{-1} cm^{-1}	
	Mád	Komlóska
—	6.65×10^{-4}	5.57×10^{-4}
6 hours	5.23×10^{-4}	4.73×10^{-4}
24 hours	4.04×10^{-4}	3.70×10^{-4}
3 days	2.30×10^{-4}	2.16×10^{-4}
4 days	1.65×10^{-4}	1.55×10^{-4}
6 days	0.96×10^{-4}	0.88×10^{-4}
12 days	0.52×10^{-4}	0.45×10^{-4}

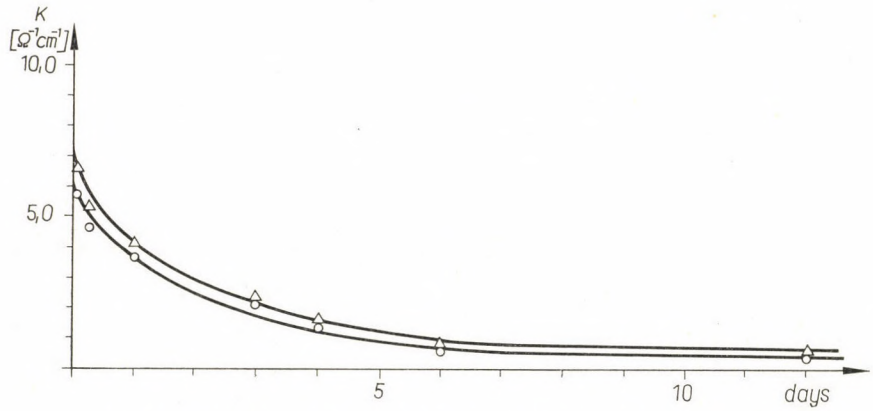


Fig. 2. Variation of conductivity of the D-fractions under dialysis

Table VIII

Changes during dialysis of ion-exchange capacity of D-fractions

Duration of dialysis	mequ /100 g	
	Mád	Komlóska
—	136	145
1 day	116	117
3 days	86	85
6 days	99	93
105 days	103	107

Whereas acid equivalent and conductivity decrease monotonically with the progress of dialysis, ion-exchange capacity traces a graph having a minimum (see Table VIII, Fig. 3). After about one week of dialysis, ion-exchange capacity exhibits a slight increase, but the increase is not appreciable even after 105 days of dialysis and does not attain the value before dialysis.

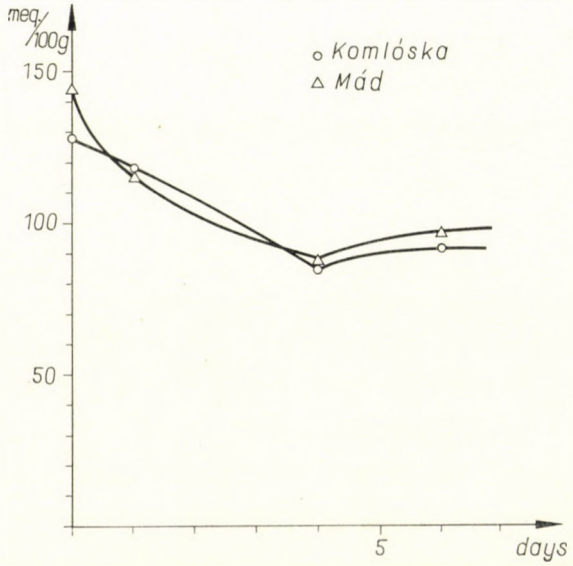


Fig. 3. Variation of ion-exchange capacity of the D-fractions under dialysis

3. *Chemical analysis*

The results of chemical analysis (see Table IX) prove that all three fractions ("A + B", C, D) contain some calcium. The comparatively higher Ca content of the "A + B" fraction is presumably due to the presence of some calcite in this fraction. Calcium present in the D-fraction cannot be removed even by dialysis, implying that Ca is in some way strongly bound to montmorillonite. The distribution of sodium among the fractions exhibits a different picture. The sodium content is the lowest in the "A + B" and highest in the D-fraction. In the course of the separation of the grain-size fractions, the sodium carbonate used to peptize the bentonite is accumulated in the D-fraction. This is why the sodium content of this fraction is so high. Dialysis reduces the sodium content to about one-tenth of its previous value,

proving that sodium is easily removed from the system. On the basis of sodium content, the cation-exchange capacity of the dialyzed D-fraction of the Mád sample is 18 mequ./100 g, that of the Komlóska sample is 22 mequ./100 g, both much lower than the values furnished by the MEHLICH procedure (see Table VIII).

Table IX

Calcium and sodium content of bentonites and their grain-size fractions

Substance	Ca content		Na content	
	in per cent			
	Mád	Komlóska	Mád	Komlóska
Original bentonite treated with Na_2CO_3	0.63	1.30	2.20	2.55
A+B-fraction	0.74	1.63	0.39	0.82
C-fraction	0.49	0.75	1.01	1.39
D-fraction	0.66	0.76	4.89	4.32
Dialysed D-fraction	0.61	0.75	0.42	0.50

III. Interpretation of the results

The principal aim of the examinations presented here was to clarify the degree and mechanism of the binding of sodium carbonate on bentonite, in order to gain insight into the causes underlying the extremely strong dispersing and peptizing effect of sodium carbonate. The literature usually ascribes this effect to ion exchange. WEBLUS [8], who examined the stabilizing influence of bases and alkali carbonates in great detail, arrived at the conclusion that the excellent stabilizing property of the carbonates is due to the circumstance that the carbonate ion forms a precipitate with the exchangeable calcium ion of the clay mineral and that consequently the exchange of calcium for sodium is complete. The same is the case with alkali phosphates and silicates. BUZÁGH and SZEPESI [2] are essentially of the same opinion, stating that it is the alkali salts whose anions form precipitates with the calcium ions that have a really good peptizing and stabilizing property, because precipitation entails a complete cation exchange. Another consideration is the chemisorption of hydroxyl ions and the resulting increase of charge, which several authors [9, 10, 11] treated earlier.

Our investigations, however, proved that

1) most of the sodium carbonate (70 to 80 per cent) can be removed by ultrafiltration even from the montmorillonite fraction of highest dispersion, and after dialysis no more than 5 per cent of the sodium introduced from out-

side is left behind (about 0.2 per cent sodium having been contained in the original bentonite sample), which is about one-tenth of the ion-exchange capacity according to MEHLICH;

2) the content of calcium is 0.61 and 0.75 per cent, respectively, even in the montmorillonite fraction of highest dispersion, and this calcium cannot be removed by dialysis.

This leads to the conclusion that between the calcium and sodium carbonate contained in montmorillonite there is by far no quantitative ion exchange "by precipitation", as supposed by the authors cited. The sodium carbonate that cannot be removed by washing, being presumably bound by adsorption or by a chemical bond, can be largely removed by ultrafiltration and almost completely by subsequent dialysis, while montmorillonite retains its high ion-exchange capacity and forms a sol of invariably high dispersion. Hence, even if there is some sort of chemical interaction between the calcium bound to montmorillonite and sodium carbonate bound on its surface, it is almost fully reversible, being actually reversed in the course of dialysis without appreciably impairing the high degree of dispersion of montmorillonite, brought about initially.

Although the examinations described above are far from fully illuminating the action mechanism — which is much more involved than previously supposed — of sodium carbonate, the present authors think they are justified in proposing, on the basis of their experience, the following hypothesis:

The primary effect of sodium carbonate is counteracting, by adsorption or chemisorption, the forces of adhesion acting between the lamellae, perhaps by the destruction of some calcium bonds, and also the augmentation of surface charge and swelling capacity as well as large-scale disaggregation. The increase of surface charge and swelling capacity is probably primarily due to the hydroxyl ions formed on the hydrolysis of sodium carbonate, whereas the breaking of the calcium bonds and the "blockading" of the calcium ions is presumably a consequence of the presence of the carbonate ions. Once disaggregation has taken place, the coarser, less thoroughly disaggregated montmorillonite fraction and the accessory minerals can be separated from the montmorillonite of higher dispersion. Even the fraction of highest dispersion cannot, however, be regarded in our opinion as pure sodium montmorillonite, but only as a calcium montmorillonite covered with a chemisorbed layer of sodium carbonate. This circumstance is of a profound influence on all related properties of the montmorillonite sols thus produced, especially as far as ion exchange with organic or inorganic cations and rheological behaviour are concerned. Hence, according to our hypothesis, it is not the precipitating anion that removes the calcium from the surface: on the contrary, it is the calcium that binds the anion in question to the surface, strongly although not irreversibly. Consequently, the precipitation brought about by the presence

of the anion is a hindrance rather than a help to true ion exchange. The clarification of the exact mechanism of this latter will, of course, require further complex investigations.

REFERENCES

1. Szántó, F.—Náray-Szabó, I.—Farkas-Gilde, M.: Kolloid-Z. u. Z. Polymere **190,** 123, 1963.
2. Buzágh, A.—Szepesi, K.: Acta Chim. Acad. Sci. Hung. **5,** 287, 1955.
3. Erdey-Grúz, T.—Proszt, J.: Fizikai—kémiai praktikum (Physicochemical practice) 218, 1951.
4. Buzágh, A.—Szántó, F.: Annales Univ. Sci. Budapest., Section Chimica **3,** 85, 1961.
5. Náray-Szabó, I.—Péter, É.: Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen **10,** 120, 1965.
6. Buzágh, A.: A kolloidika praktikuma (Practice of colloidics), Akadémiai Kiadó, Budapest, 1962.
7. Ballenegger, R.: Talajvizsgálati módszerkönyv (Handbook of soil examination methods), Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 1953.
8. Weblus, B.: Kolloid-Z., **132,** 16, 1953.
9. Jeppesen, A.: Kolloid-Z., **45,** 156, 1928.
10. Johnson, A. L.—Norton, F. H.: I. Amer. Ceram. Soc. **24,** 189, 1941.
11. Foerster, F.: Kolloid-Z., **52,** 160, 1930.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССА СВЯЗЫВАНИЯ КАРБОНАТА НАТРИЯ ФРАКЦИЯМИ БЕНТОНИТА

Ф. САНТО, М. ГИЛДЕ-ФАРКАШ, Б. ВАРКОНИ, Й. БАЛАШ

Р е з ю м е

Исследовались эквиваленты кислотности и способность к обмене ионами фракций Na-бентонитов, полученных путем прибавления соды к венгерским Ca-бентонитам. Кроме того, изучалось изменение данных свойств под влиянием декантации, ультрафильтрации и диализа. Результаты проведенных автором настоящей статьи исследований показали, вышеупомянутыми методами карбонат натрия может большой частью или почти полностью быть удален, в то время как содержание кальция в монтмориллоните не уменьшается в какой-нибудь значительной мере. Из этого факта был сделан вывод, что реакция с карбонатами натрия не является простым процессом обмена ионами, а предполагается наличие более сложного сорбцио-адсорбционного механизма.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 419—435 (1967)

EFFET DE LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES MÉLANGES DE MATIÈRES PREMIÈRES PLASTIQUES A KAOLINITE, ILLITE ET MONTMORILLONITE, SUR LEURS PROPRIÉTÉS CÉRAMIQUES FINES

Par

L. Kiss

INSTITUT CENTRAL DE RECHERCHE ET DE PLANIFICATION DE L'INDUSTRIE DE SILICATES, BUDAPEST

L'auteur présente des résultats de recherche remarquables tant au point de vue de l'enrichissement de minéraux qu'à celui de la technologie céramique fine. Ils confirment unanimement que dans des mélanges de matières premières les propriétés désavantageuses ou bien nocives provenant de leur composition minéralogique s'atténuent, voire même se compensent grâce à l'interaction des components.

L'auteur a étudié l'ouvrabilité des matières, leur sensibilité au retrait et leur allure lors de la cuisson en fonction de la teneur en kaolinite, illite et montmorillonite. Il poursuit le processus de l'altération des components minéraux et utilise les données sur la texture produite par les nouvelles phases dues à la cuisson pour expliquer les propriétés physiques et mécaniques des matières cuites.

La Section de céramique fine de l'Institut Central de Recherche et de Planification de l'Industrie de Silicates exécute depuis longtemps des recherches continues. De parmi les résultats de ces recherches, la présente étude s'occupe des relations entre quelques propriétés d'importance pratique des matières premières enrichies, d'une part, et leur composition minéralogique, de l'autre.

La plupart des roches à minéraux d'argiles de la Montagne de Tokaj ne pourraient être utilisées comme matières premières pour la céramique fine qu'après leur enrichissement. L'épaississement des suspensions de matière premières de type mica à minéraux d'argiles et l'épuisement des eaux représentent les phases d'élaboration les plus problématiques de la méthode d'enrichissement à hydrocyclone. D'autre part, les propriétés résultant de la composition minéralogique des matières enrichies de différents gisements (plasticité, sensibilité au séchage et à la cuisson, la vitrification, etc.) peuvent être compensées par des matières premières de genèse et composition minéralogique différentes. Si l'on mélange deux ou trois différents types de matières dans des proportions justes, on obtient des mélanges dont les suspensions peuvent être épuisées économiquement et dont les propriétés céramiques fines sont également convenables.

Les matières premières enrichies (components)

Toutes les matières premières enrichies utilisées, pour la préparation de mélanges, proviennent de la Montagne de Tokaj. Elles sont d'origine hydrothermale et se sont formées de tufs rhyolitiques en conséquence d'actions postvolcaniques d'intensités différentes.

L'enrichissement des matières premières a été effectué par hyrodcyclones de séparation de 30 ou 20 microns.

Matières premières enrichies utilisées pour components:

Roche «maîgre» à kaolinite de Királyhegy. Son minéral d'argile typique est la kaolinite. Le quartz y présent est en partie pyrogénique en partie épigénique tout comme l'est la kaolinite. La roche contient aussi un peu de fraction amorphe aux rayons X.

Symbole: KS-20

Matières enrichies de stériles gangues de Füzérradvány. Ce sont des matières premières contenant de l'illite (et de la hydromuscovite), dans lesquelles il y a aussi du quartz pyrogénique et diagénétique, ainsi que de l'adulaire d'origine hydrothermale.

Symboles: Ho-30 et K-20

La matière première — plastique et enrichie — de Rátka-Hercegköves contient comme minéraux d'argiles typiques: de la kaolinite et montmorillonite. Outre le quartz à deux générations, la roche contient aussi des débris de cristaux de feldspath et de verres volcaniques.

Symboles: R-30 et R-20

Le gîte de roche de Királyhegy est une formation primaire, celui de Füzérradvány représente une formation remaniée *in situ par suite* des mouvements tectoniques intenses, tandis que l'argile de Hercegköves est une formation secondaire déposée dans un bassin à eaux thermales.

Dans les premiers deux types de matières premières, la teneur en oxyde de fer est inférieure à 0,7%, tandis que dans la matière première de Rátka elle est un peu supérieure à 1%.

La composition minéralogique fut déterminée par une méthode complexe: analyse chimique, analyses dérivatographiques (DTA, DTG, TG), analyses dilatométriques et diffraction aux rayons X. Le poids spécifique et la compesition granulométrique ont également été étudiés.

La raffermissement des suspensions des matières et de leur mélanges homogénéisés fut effectuée à l'aide de filtre-presse d'un modéle DEMETER.

En utilisant un malaxeur à vide de laboratoire de type DORST, on préparait de la masse d'une consistence adéquate des bâtonnets (diamètre — 20 mm, longueur — 120 mm) pour chaque type de matières premières.

Les données de mesure caractéristiques des matières premières noncuites se rapportent à des bâtonnets séchés à 105° C. Les bâtonnets furent cuites dans des fours de laboratoire à résistence en silite. La durée de l'échauffement était de 5 à 6 heures, la durée du palier final de 15 minutes. La durée du refroidissement était de 12 à 14 heures.

Pour déterminer les caractères physiques et mécaniques, on a employé les méthodes notoires de la céramique fine.

Le tableau I présente les compositions chimiques, minéralogiques et granulométriques des cinq types de matières premières enrichies. Et l'on trouve sur la fig. 1. les diagrammes de diffraction aux rayons X des quatre types de matières premières d'origine différente.

Dans le tableau II on a listé les paramètres relatifs aux propriétés physiques et mécaniques des bâtonnets préparés des matières premières, desséchées à 105°C et cuites à la température de cuisson optimale. Les compositions minéralogiques des matières premières cuites à la température de cuisson optimale et représentant trois types différents d'après leur composition minéralogique (kaolinite, kaolinite et illite ou kaolinite et montmorillonite) sont illustrées par les diagrammes de diffraction aux rayons X de la fig. 2.

Tableau I

Compositions chimiques, minéralogiques et granolumétriques des matières premières (components)

		KS-20	K-20	Ho-30	R-30	R-20
Perte au feu[1]	%	11,26	5,35	4,48	7,62	8,50
SiO_2	%	57,10	55,54	66,92	67,21	65,25
TiO_2	%	0,17	0,11	0,26	0,12	0,26
Al_2O_3	%	30,48	28,39	20,52	19,41	20,66
Fe_2O_3	%	0,65	0,42	0,64	1,25	1,14
MgO. CaO	%	0,35	2,66	1,45	2,52	2,44
NaKO	%	0,10	7,01	5,37	1,55	1,19
SO_3	%	tr	tr	tr	0,20	0,27
Kaolinite	%	77			35	42
Illite	%		70	52		
Montmorillonite	%				35	30
Quartz	%	21	16	36	25	23
Feldspath	%		14	12	3	2
Autres minéraux	%	2			2	3
Composition granulométrique ∅ mikron	+40%	0,6	0,3	3,0	5,9	0,8
	40—20%	2,9	0,7	3,0	1,7	0,8
	20—10%	2,5	1,0	17,0	7,1	8,4
	10— 5%	12,0	5,0	16,0	9,3	12,0
	5— 2%	34,0	15,0	20,0	39,0	38,0
	— 2%	48,0	78,0	41,0	37,0	40,0

[1]200 à 1200° C

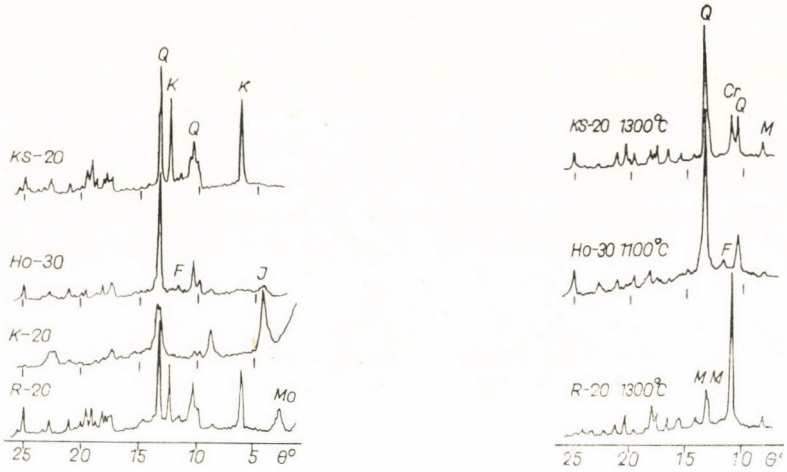


Fig. 1. Diagrammes de diffraction des matières premières (components) aux rayons X. K = kaolinite, I = illite, Mo = montmorillonite, Q = quartz, F = feldspath (adulaire).
Fig. 2. Diagramme de diffraction aux rayons X de matières premières (components) cuites aux températures optimales. Q = quartz, Cr = cristobalite, M = mullite (Les symboles des figures 6 et 7 sont identiques)

Tableau II

Propriétés physiques et mécaniques des matières premières (components) en leur état cru et après la cuisson à la température optimale

Symboles des components		KS-20	Ho-30	K-20	R-30	R-20
Eau de façonnage	%	26,0	29,5	30,00	24,70	24,60
Retrait au séchage		3,00	9,87	7,5	11,28	10,22
Poids spécifique	g/cm³	2,599	2,663	2,639	2,617	2,615
Poids volumétrique	g/cm³	1,73	2,10	2,10	1,76	1,81
Porosité totale	%	33,00	21,00	21,00	32,73	31,00
Résistance à la flexion	kp/cm²	0	167	180	174	150
Température de cuisson optimale	C°	1300±50	1100±10	1100±10	1240±30	1290±40
Retrait à la cuisson	%	4,60	5,81	4,00	4,74	5,60
Retrait total	%	7,60	15,68	11,50	16,02	15,82
Poids spécifique	g/cm³	2,731	2,612	2,599	2,547	2,547
Poids volumétrique	g/cm³	1,60	2,32	2,22	2,00	2,05
Porosité ouverte	%	41,0	0,50	0,82	0,00	0,00
Porosité totale	%	41,43	11,17	14,57	21,41	19,71
Absorption d'eau	%	25,60	0,22	0,38	0,00	0,00
Résistance à la flexion	kp/cm²	11	600	580	625	1010

Caractéristique des matèries premières

Les conclusions principales concernant la teneur en kaolinite, illite et montmorillonite des matières premières (components) provenant des trois gisements sont qui suivent.

La kaolinite d'origine hydrothermale, bien cristallisée, n'est pas plastique. Par contre, l'illite et en particulier, la montmorillonite sont des substances très plastiques.

Pour la fabrication, la sensibilité de la pâte au séchage est très importante. Cette sensibilité dure jusqu'au moment où le corps se contracte encore, c'est à dire, où la pâte atteint l'humidité critique. Les grains d'une pâte à humidité critique se mettent en contact, de sorte qu'un séchage supplémentaire ne peut plus produire aucun retrait. Dans ce stade l'eau est remplacée par l'air dans le système capillaire des interstices. Par conséquent, la porosité du corps augmente graduellement jusqu'au stade du dessèchement total. L'humidité de la pâte excédant la quantité critique dépend de la pression sous laquelle se trouve le système. La teneur en eau du système argile-eau saturé est une fonction de la pression (effet de contrainte) agissant sur la pâte et de la pression capillaire. Lorsque les deux pressions sont égales, le système n'absorbe plus d'eau. A cause de l'eau complètement remplissant les interstices, les grains d'une pâte saturée ne sont pas contigus. Plus d'eau la pâte contient, resp. plus grande la différence est entre son humidité critique et son humidité de saturation, plus grande est la distance entre les particules enveloppées dans une pellicule d'eau et séparées par l'eau mobile. La quantité de cette eau de contraction est un facteur décisif, ce qui doit être pris en considération lors du séchage,

La vitesse de séchage des corps façonnés d'une pâte plastique diminue de la surface vers les parties centrales, de sorte qu'on doit compter avec des gradients d'humidité. A cause du gradient d'humidité, des tensions se produisent dans le corps, de sorte qu'il se recourbe, se déforme aisément et peut même crever. Le danger de malfaçon augmente parallèlement à l'augmentation de la teneur de la pâte en components plastiques, c'est à dire, à celle de l'humidité de contraction de la pâte. Cela veut dire que plus la contraction de la pâte est forte, plus la sensibilité au séchage est grande et plus la porosité du corps sec est grande, plus la sensibilité est réduite.

Il est évident de ce qui vient d'être dit que la kaolinite exerce une influence modératrice sur la contraction de séchage et diminue même la sensibilité au séchage. Plus la teneur en illite de la pâte est grande, plus sa sensibilité au séchage est forte. Les pâtes montmorillonitifères commencent à perdre, simultanément à l'humidité critique remplissant les interstices des grains, également l'eau de gonflement interne retenue entre les paquets triples. C'est pourquoi, elles continuent à se contracter, mais en

même temps le volume interstitiel de telles pâtes n'augmente qu'à cause de l'évaporation de l'humidité critique, parce que l'échappement de l'eau de gonflement interne des cristaux de montmorillonite n'influence guère la porosité. Il suit de ce qui vient d'être dit que les corps façonnés de pâtes, contenant beaucoup d'illite et principalement de montmorillonite, sont très difficiles à dessécher sans causer des malfaçons.

Parmi les valeurs de retrait due au séchage, présentées dans le tableau II, ce sont celles de l'échantillon KS-20 à 77% de kaolinite qui sont les moindres, les plus grandes valeurs étant relatives à l'échantillon R-30 à 35% de montmorillonite. Les valeurs de porosité données pour les bâtonnets séchés, dans le tableau II, prouvent l'effet de resserrement de l'illite et de la montmorillonite. Les échantillons à illite et montmorillonite sont plus compacts, à poids volumétrique plus grand que celui de l'échantillon KS-20 à kaolinite. Lors du façonnage, les grains de kaolinite, surtout leurs aggrégats secondaires, sont — contrairement aux cristaux d'illite et de montmorillonite développés plus prononcément dans deux dimensions — moins inclinés à une disposition orientée. Les bâtonnets séchés, riches en kaolinite, se brisent aisément à cause de l'amboîtement lâche des particules minéraux. Par contre, les grandes forces de cohésion se manifestant entre les cristaux d'illite et de montmorillonite, orientés et joints étroitement les uns aux autres, garantissent une haute résistance à flexion pour le corps séché.

Les matières illito-montmorillonitifères se caractérisent par une grande pouvoir de prise. Cela veut dire qu'elles sont capables d'enclaver certaines quantités de matières non-plastiques sans perdre leur plasticité, resp. leur solidité après le séchage. Les valeurs de résistance à flexion des échantillons enrichies R-30 et R-20 illustrent bien le grand pouvoir de prise de la montmorillonite.

Les propriétés acquises lors de la cuisson pourraient résulter de nombreux facteurs. Elles sont déterminées en premier lieu par la texture, c'est à dire, par la qualité, les proportions et la distribution des phases vitreuses, cristalline et gaseuse et par les tensions qui se manifestent sur leurs contacts.

Les changements, décomposition, transformation et recristallisations, se produisant lors de la cuisson, sont pour la plupart des réactions de la phase solide. Des altérations «humides» ont également lieu, si certains components minéraux se sont fondus. Ces altérations peuvent être influencer par des mesures technologiques, telles que la modification de la mouture, de la homogénéisation, du façonnage, des conditions de cuisson, etc., mais la composition minéralogique des matières premières prédétermine a priori les propriétés des produits céramiques cuits.

Lors de la cuisson de pâtes céramiques, les processus sus-dits ne se manifestent qu'à des températures définies, et ils demandent du temps jusqu'à ce qu'ils s'accomplissent. La transformation énantiotropique des variétés de silice d'une même espèce se produit brusquement à une température donnée. Par contre,

la formation de fontes, leur cristallisation et recristallisation représentent des processus traînants. La formation de mullite est également un processus traînant, tout comme l'est, paraît-il, l'altération monotropique de la silice. La durée de la fusion dépend de la qualité des minéraux et de la finesse granulométrique des particules constituant la pâte. Les processus ayant lieu dans une pâte céramique d'une grande surface spécifique et d'une composition granulométrique fine se déroulent plus vite que ceux ayant lieu dans une pâte à grains grossiers. Ces changements dépendent aussi des conditions génétiques des constituants minéraux de la matière première.

Au fur et à mesure que la température de cuisson augmente, les propriétés physiques et chimiques des pâtes céramiques varient. Dans l'intervalle des températures de cuisson optimales les matières premières atteignent la plus grand retrait et la densité maximale. La texture, se développant dans l'intervalle des températures de cuisson optimales, garantit une résistance accentuée pour les matières cuites.

La sensibilité à la cuisson de la matière est exprimée par l'amplitude des températures de compaction. Au point de vue de la technologie de cuisson, il est avantageux si l'intervalle des températures de cuisson optimales est aussi large que possible, car la pratique montre que dans les différentes zones des fours, les divergences de la température de celle normalement anticipée pourraient atteindre même ± 40 à 45° C.

La fig. 2 présente les diagrammes de diffraction aux rayons X de trois matières enrichies et cuites à la température optimale.

L'échantillon kaolinitifère KS-20 se caractérise par le fait que tous les processus s'y produisant lors de la cuisson sont de réaction «sèche», de phase solide. Les bâtonnets cuits à 1300° C ont une résistance réduite et, faute de la phase vitreuse, tous leurs pores sont pratiquement ouverts. La texture caractérisée par un emboîtement lâche est constituée par des grains de quartz, cristobalite et mullite. Malgré le fait que la majorité des grains de quartz s'est déjà transformée en cristobalite, le poids spécifique de la substance s'est accru par rapport à la matière première, ce qui est dû à la grande teneur en mullite formée de la kaolinite. Le retrait est improportionel à la perte au feu et au poids spécifique augmenté. Cela est dû au squelette de quartz rigide de la texture, d'une part, et au volume spécifique plus élevé de la cristobalite, de l'autre. L'altération monotropique des cristaux de quartz corrodés, pyrogéniques, ou hydrothermaux à fissures capillaires commence à une température de 1250° C environ. Ce processus s'accelère à 1300° C environ et puis, à 1350° C environ, presque tous les cristaux de quartz se transforment en cristobalite.

Le changement de modification monotropique est accompagné d'un accroissement de volume considérable, 17,4%, puisque le poids spécifique du quartz est 2,65, celui de la cristobalite étant 2,33. En conséquence des tensions qui s'y produisent et de l'insuffisance de la fonte, resp. de la phase vitreuse

la texture cristalline meuble se relâche, la substance se pulvérise, ou au moins se fendille. C'est pourquoi l'intervalle des températures de cuisson critiques de matières premières «maigres» kaolinitifères est de 1250 à 1350° C.

Les components illitifères (Ho-30 et K-20) se caractérisent également par une grande réactivité. Toutefois les processus «secs» s'y opérant sont suivis ou remplacés vite par des réactions «humides». L'illite s'altère à 1000° C, donnant naissance à de la mullite et de la fonte. Dans la roche de Füzérradvány, l'illite est fréquemment accompagnée de l'adulaire en proportions plus ou moins grandes. L'adulaire se fond à des températures supérieures à 1150° C. Lors de l'échauffement de la roche illitifère, les constituants cristallins sont empâtés, contrairement au cas de la matière première du type précédent (KS-20), dans une fonte visqueuse dès qu'elles atteignent les températures de 1000 à 1150° C. La fonte augmente le retrait et diminue la porosité. Au cours du refroidissement relativement rapide, la fonte de haute viscosité — peu inclinée à la cristallisation — se solidifie sous forme de verre.

Une certaine quantité de la phase vitreuse augmente considérablement la solidité du corps, mais, à cause de son élasticité réduite, elle affaiblit la résistance aux chocs thermiques. Par contre, la phase cristalline qui est produite surtout par la recristallisation, est favorable tant pour la résistance que pour l'élasticité.

Les deux matières illitifères atteignent l'état de retrait maximum à une température de 1100° C environ, et l'intervalle des températures de cuisson optimales est très étroit (20 à 30° C).

Il est évident du tableau II que les substances cuites à 1100° C des deux types d'échantillons de Füzérradvány se caractérisent par une résistance à flexion de 580 à 600 kp/cm², résistance beaucoup plus grande que celle de la matière KS-20 cuite à 1300° C.

Les phases cristallines incluses dans la pâte vitreuse de la matière illitifère cuite à 1100° C sont représentées par les grains de quartz primaire, par l'adulaire pas encore fritté et par les cristaux de néoformation de mullite. La cristobalite n'apparaît même à des températures supérieures à 1250° C. En effet, les cristaux de cristobalite — qui pourraient éventuellement se former — se fondent tout de suite dans la fonte. Mieux encore, à une température de 1250° C environ, même les cristaux de quartz sont dissolues par la fonte agressive.

La fonte très visqueuse en passant dans le stade précoce de l'échauffement contrarie la diffusion vers les surfaces libres, des gaz enfermés dans les interstices et adsorbés à la surface des cristaux d'illite minuscules. Au cours de leur lent mouvement de diffusion, les enclaves de gaz dispersées dans la fonte se réunissent en bulles minuscules qui se dilatent quand la substance est échauffée davantage. En conséquence de ce phénomène, les bâtonnets augmentent de volume à des températures de 1150 à 1200° C. L'augmentation

de volume peut être intensifiée par la présence éventuelle d'autres gaz (SO_2, CO_2, etc.) même en quantités bien réduites.

D'entre les deux matières premières (R-30 et R-20) à kaolinite et montmorillonite, celle enrichie à 30 microns contient plus de montmorillonite, de sorte que son retrait au séchage est également plus forte. Par contre, c'est la matière enrichie à 20 microns qui se contracte plus lors de la cuisson. Quant à la compaction ayant lieu au cours de la cuisson (poids volumétrique, porosité et absorption d'eau), il n'y pas de différence considérable entre les deux substances.

L'échantillon R-30, plus riche en montmorillonite, plus précisément, la matière première contenant plus d'oxydes alcalins et de fer, atteint déjà l'état de compaction maximum à une temperature plus basse de 50° C et conserve cette compaction maximum dans un intervalle plus étroit de 20° C.

Les deux matières premières plastiques de Rátka, tout comme les substances précédentes, se caractérisent par une grande disposition à réaction. La phase vitreuse des substances échauffées à 1200° C comprend les grains empâtés de mullite, de quartz et de cristobalite. Dans ce cas à peu près la moitié du quartz originalement présent en une proportion de 23 à 24% s'est déjà transformée en cristobalite. Tout ce qui se conserve du quartz primaire à 1300° C n'est que 1 à 2% du total, le reste s'est transformé en cristobalite ou bien fondu.

Mélanges synthétiques de matières premières

En égard aux résultats expérimentaux résumés dans le chapitre précédent, il a paru logique et en principe bien justifié d'essayer de préparer des mélanges, c'est-à-dire des matières premières synthétiques, ayant des propriétés convenables pour la céramique fine. Les différents types de matières

Tableau III

Les taux des components dans les mélanges de matières premières

Symboles des mélanges	Symboles et taux de poids des components				
	KS-20	Ho-30	K-20	R-30	R-20
665	90		10		
765	80		20		
166	80	10			10
466*	80	10			10
266*	80		10		10
566*	80	10		10	

premières enrichies traités ci-dessus, représentaient les components des mélanges synthétiques. En mélangeant les components en proportions différentes, on espéra de pouvoir assurer la plasticité et le pouvoir de prise nécessaires pour le façonnement, ainsi que de réduire la sensibilité au séchage. Pour une cuisson plus assurée, on a dû s'efforcer à ce que la température de cuisson optimale soit aussi grande, l'intervalle de cuisson optimum aussi large que possible.

Le tableau III présente les proportions des components dans six mélanges synthétiques différents. Il en est évident que la tâche primordiale est de rendre plastique la matière «maigre» kaolinitifère KS-20, en y ajoutant de l'illite ou bien de l'illite et montmorillonite.

Caractéristique des mélanges synthétiques

Les données du tableau IV informent le lecteur sur les compositions chimiques, minéralogiques et granulométriques des mélanges.

La différence entre les mélanges N°s 665 et 765 consiste en ce que la quantité de l'illite et du feldspath dans le dernier est le double de celle dans le premier.

Les mélanges N°s 166 et 466* ont des compositions identiques, mais le mode de homogénéisation des mélanges est différent. La suspension du mélange No 165 fut homogénéisé pendant 2 heures à l'aide d'un mélangeur à aillettes, tandis que pour le mélange N° 665* un désintégrateur fut employé. La force centrifuge du disque à 2800 tours/min, repoussa la suspension à travers les ouvertures étroites de l'anneau du disque. 15 minutes suffisaient pour la complète homogénéisation de la matière. Le cisaillement de choc a augmenté la dispersité, ce qui est prouvé par l'accroissement du taux des graines de 2 microns (tableau IV). Dans ces deux mélanges il y a trois minéraux d'argiles: kaolinite, illite et montmorillonite.

D'entre les mélanges N°s 266* et 566*, homogénéisés également par un désintégrateur, le premier comprend des components plastiques d'un enrichissement de 20 microns, le deuxième contient ceux de 30 microns. D'autre part, le mélange No 266* contient plus d'illite et moins de quartz que le mélange No 566*.

Une étude attentive des tableaux IV, V et VI, ainsi que des figures 3, 4 et 5 permet de tirer quelques conclusions d'une grande importance pratique, non plus inconnues aux céramistes.

7 à 10% d'illite et de montmorillonite déjà suffisent pour que la matière «maigre», kaolinitifère devienne plastique.

Plus la teneur du mélange en illite et montmorillonite est grande, plus d'eau est nécessaire pour la préparation de la pâte plastique (N°s 765 et 266*).

Tableau IV

Compositions chimiques, minéralogiques et granulométriques des mélanges de matières première

Symboles des mélanges		665	765	166	466*	266*	566*
Perte au feu[1]		10,13	10,00	10,30	10,30	10,00	10,22
SiO_2		56,94	56,79	58,90	58,90	57,85	59,09
TiO_2		0,16	0,16	0,18	0,18	0,17	0,16
Al_2O_3		30,27	30,06	28,50	28,50	29,30	28,37
Fe_2O_3		0,63	0,60	0,70	0,70	0,67	0,71
MgO—CaO		0,58	0,81	0,67	0,67	0,69	0,67
NaKO		0,79	1,48	0,73	0,73	0,90	0,77
SO_3		tr	tr	0,03	0,03	0,03	0,02
Kaolinite		69,3	61,6	65,8	65,8	65,8	65,1
Illite		7,0	14,0	5,2	5,2	7,0	5,2
Montmorillonite				3,0	3,0	3,0	3,5
Quartz		20,5	20,0	22,7	22,7	20,7	22,9
Feldspath		1,4	2,8	1,4	1,4	1,6	1,5
Amorphe		1,8	1,6	1,9	1,9	1,9	1,8
Composition granulo-métrique	+20	3,3	3,1	2,5	1,5	1,6	2,5
	20—10	2,4	2,3	9,5	2,0	6,8	4,0
	10— 5	11,8	11,6	13,0	7,0	11,6	11,0
Ø	5— 2	33,5	33,0	31,0	27,5	26,0	34,0
mikron	— 2	49,0	55,0	43,0	62,0	54,0	48,5

[1] 200 à 1200° C

Tableau V

Propriétés physiques et mécaniques des mélanges de matières premières en état cru

Symboles des mélanges		665	765	166	466*	266*	566*
Eau de façonnage	%	23,40	29,50	23,80	23,50	26,00	24,10
Retrait au séchage	%	6,86	8,53	7,48	6,90	6,91	6,90
Poids spécifique	g/cm³	2,599	2,603	2,603	2,603	2,600	2,603
Poids volumétrique	g/cm³	1,62	1,60	1,62	1,69	1,66	1,64
Porosité totale	%	37,80	38,50	38,00	35,10	36,20	35,80
Résistance à la flexion	kp/cm²	20	23	30	40	39	38

Tableau VI

Propriétés physiques et mécaniques de mélanges de matières premières cuites à des températures différentes

Symboles des mélanges		665				
Température de cuisson	C°	1200	1250	1300	1350	1400
Retrait à la cuisson	%	5,20	6,80	8,24	12,56	16,14
Retrait total	%	12,06	13,66	15,10	19,42	23,00
Poids spécifique	g/cm³	2,675	2,650	2,633	2,630	2,620
Poids volumétrique	g/cm³	1,71	1,78	1,90	2,22	2,56
Porosité apparente	%	35,10	31,77	25,07	13,36	0,00
Porosité réelle	%	36,60	32,83	27,84	14,79	2,29
Aqsorption d'eau	%	20,53	17,81	13,21	6,02	0,00
Résistance à la flexion	kp/cm²	255	365	575	710	1030
Numéros des mélanges		166				
Température de cuisson	C°	1200	1250	1300	1350	1400
Retrait à la cuisson	%	6,36	6,68	7,20	9,74	14,54
Retrait total	%	13,84	14,16	14,64	17,22	22,02
Poids spécifique	gc/m³	2,655	2,637	2,602	2,593	2,595
Poids volumétrique	g/cm³	1,71	1,79	1,84	2,05	2,49
Porosité apparente	%	30,56	28,51	25,26	18,24	0,00
Porosité réelle	%	34,80	32,14	31,58	20,99	3,97
Absorption d'eau	%	17,90	15,95	13,72	8,86	0,00
Résistance à la flexion	kp/cm²	366	494	501	674	1260
Numéros des mélanges		266*				
Température de cuisson	C°	1200	1250	1300	1350	1400
Retrait à la cuisson	%	6,32	7,06	8,06	10,34	13,76
Retrait total	%	13,22	13,96	14,96	17,24	20,66
Poids spécifique	g/cm³	2,611	2,586	2,579	2,567	2,562
Poids volumétrique	g/cm³	1,79	1,90	1,99	2,20	2,50
Porosité apparente	%	27,0	23,50	18,52	10,90	0,00
Porosité réelle	%	31,55	26,53	22,82	14,30	2,43
Absorption d'eau	%	15,16	12,38	9,31	4,86	0,00
Résistance à la flexion	kp/cm²	472	652	742	877	1380

* Homogénéisé par déséintégrateur

Le retrait au séchage des pâtes préparées par la même méthode de homogénéisation est proportionnelle à la quantité des minéraux d'argiles responsables pour la plasticité de la matière (N°s 665, 166 et 765)

Symboles des mélanges		765				
Température de cuisson	C°	1200	1250	1300	1350	1400
Retrait à la cuisson	%	9,47	12,53	14,31	14,57	11,37
Retrait total	%	18,00	20,06	22,84	23,10	19,90
Poids spécifique	g/cm³	2,622	2,612	2,595	2,588	2,579
Poids volumétrique	g/cm³	2,01	2,25	2,44	2,47	2,08
Porosité apparente	½	22,45	10,50	0,00	0,00	5,83
Porosité réelle	%	23,33	13,85	5,98	4,12	17,78
Absorption d'eau	%	11,16	4,67	0,00	0,00	2,80
Résistance à la flexion	kp/cm²	600	655	1070	1130	400

Numéros des mélanges		466*				
Température de cuisson	C°	1200	1250	1300	1350	1400
Retrait à la cuisson	%	4,16	4,28	4,28	5,78	9,51
Retrait total	%	11,06	11,18	11,18	12,68	16,41
Poids spécifique	g/cm³	2,691	2,689	2,630	2,613	2,615
Poids volumétrique	g/cm³	1,71	1,71	1,71	1,80	2,07
Porosité apparente	%	31,73	30,49	28,83	28,40	16,02
Porosité réelle	%	36,40	36,18	34,83	31,02	20,77
Absorption d'eau	%	18,55	17,77	16,82	15,76	7,73
Résistance à la flexion	kp/cm²	319	335	415	537	814

Numéros des mélanges		566*				
Température de cuisson	C°	1200	1250	1300	1350	1400
Retrait à la cuisson	%	3,83	5,75	6,51	9,13	13,43
Retrait total	%	10,74	12,64	13,42	16,44	20,34
Poids spécifique	g/cm³	2,700	2,698	2,651	2,638	2,626
Poids volumétrique	g/cm³	1,63	1,76	1,80	2,04	2,37
Porosité apparente	%	34,05	28,66	29,65	17,67	5,48
Porosité réelle	%	39,64	34,82	32,10	22,66	9,61
Absorption d'eau	%	20,90	16,30	16,50	8,60	2,30
Résistance à la flexion	kp/cm²	192	490	529	632	742

* Homogénéisé par désintégrateur

L'emploi de désintégrateurs à intervention mécanique intense permet de réduire la durée de l'homogénéisation et d'obtenir à la fois, une plus grande dispersité. L'homogénéisation par un désintégrateur est aussi favorable au point de vue du retrait au séchage et du tassage, car la résistance à la flexion augmente de 25% environ, grâce à cette méthode (N°s 166 et 466*).

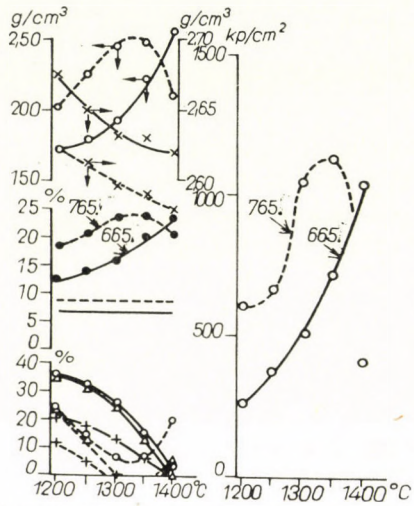


Fig. 3. Propriétés physiques et mécaniques des mélanges de matières premières cuits N°s 665 et 765* = = retrait au séchage; ● = retrait total; ○ = porosité totale; △ = porosité ouverte; + = absorption d'eau; × = poids spécifiques; ○ = poids volumétrique et O = résistance à la flexion. (les symboles des figures 4 et 5 sont identiques.)

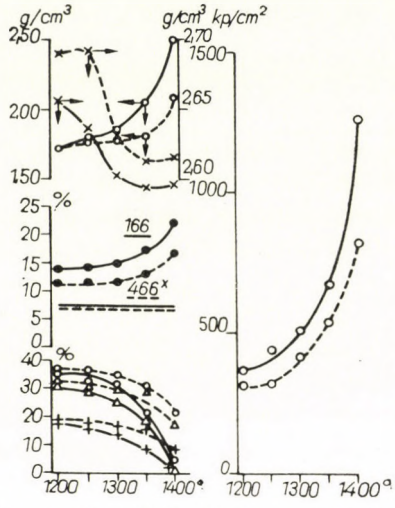


Fig. 4. Propriétés physiques et mécaniques des mélanges de matières premières cuits N°s 166 et 466*.

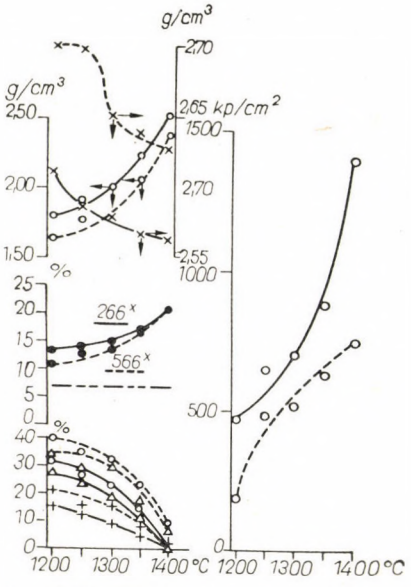


Fig. 5. Propriétés physiques et mécaniques des mélanges de matières premières cuits N°s 266* et 566*.

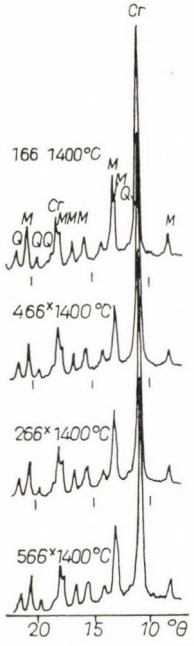


Fig. 6. Diagramme de diffraction aux rayons X des échantillons N°s 166, 466*, 266* et 566* cuits.

Le tableau VI comprend les données des mélanges de matières premières cuites à de différentes températures, tandis que les figures 3, 4 et 5 sont les illustrations graphiques de ces données-là.

Les phases développées au cours de la cuisson sont illustrées par les diagrammes de diffraction des figures 6 et 7.

L'effet des constituants minéraux des matières premières — traitées ci-dessus — sur les propriétés physiques et mécaniques des matières cuites peut être résumé en ce qui suit.

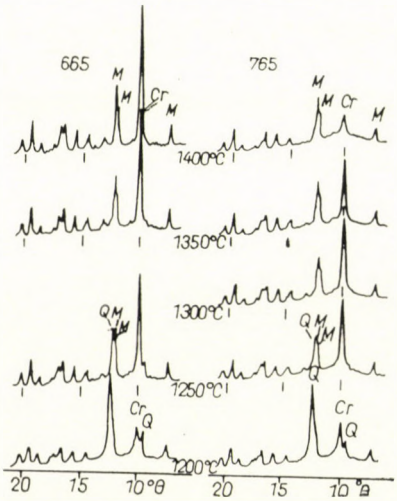


Fig. 7. Diagramme de diffraction aux rayons X des échantillons 665 et 766 cuits à des températures différentes.

Jusqu'à 1200° C, ce sont la mullite et la cristobalite qui se forment — sans reste — des cristaux de kaolinite hydrothermale pour la plupart normalement développés, ainsi que de la montmorillonite. Au même temps, le silice devenu superflu lors de la mullitisation de l'illite, se solidifie sous forme de verre.

Les grains de quartz pyrogénique ou hydrothermal subissent un changement de modification monotropique, un processus qui est graduel à partir de 1200° C, puis, dans l'intervalle de 1250 à 1300° C, il atteint une grande vitesse de réaction et transforme presque tous les grains de quartz en cristobalite jusqu'à ce que la température de 1350° C est atteinte.

L'adulaire, représentant les feldspaths, se fond incongrûment à 1150° C, en se décomposant en leucite et verre. Selon toute probabilité, la leucite se liquéfie dans la verre déjà à 1200° C.

De parmi les nombreux facteurs influençant le commencement, l'achèvement et la vitesse des réactions qui viennent d'être esquissées, c'est en premier lieu l'effet de l'illite et du feldspath qui saute aux yeux. Grâce à leur

alcalinité, tous les deux minéraux produisent une fonte déjà à des températures inférieures à 1200°C. La viscosité de cette fonte se réduit au fur et à mesure que la température monte, de sorte que les phases cristallines empâtées deviennent plus humides. Dans les phases subséquentes de la cuisson, la fonte exerce un effet stimulant même sur les réactions de phase solide. La transformation monotropique du quartz devient plus rapide, tout comme la recristallisation de la mullite et la cristobalite s'effectue plus aisément.

Si la phase de fonte s'enrichit suffisamment, elle devient, grâce à sa composition et à sa viscosité plus réduite, assez agressive d'être capable de provoquer la liquéfaction des phases solides. Ce sont initialement les cristaux de cristobalite minuscules qui se fondent, puis, en dépendance de la température et de la durée de l'échauffement, graduellement se liquéfient même les grains recristallisés, en enrichissant la phase fondue. Plus la teneur en illite de la matière première est grande, plus la température où les réactions se produisent est réduite et plus leur vitesse est accélérée.

L'illite agit d'une manière stimulante sur la transformation du quartz en cristobalite. Malgré cela, il suffit même 20% d'illite à ce que la cristobalite ne puisse point se présenter dans la matière cuite. Cela est dû au fait que les cristaux de cristobalite minuscules se fondent tout de suite dès qu'ils se forment. La force solvante de la fonte change d'une manière monotone parallèlement à la variation de l'alcalinité. On comprend que si le feldspath aussi contribue à l'augmentation de l'alcalinité de la matière première, la formation de cristobalite est impossible même à une teneur en illite plus réduite.

Finalement, il serait juste de relever la conclusion considérable au point de vue de la pratique, que les matières récemment découvertes dans la Montagne de Tokaj nous permettent d'en préparer des mélanges d'une qualité constante, convenables pour les buts de la céramique fine.

Les propriétés importantes au point de vue de la technologie de fabrication (aptitude au façonnage, retrait au séchage et à la cuisson, sensibilités au séchage et à la cuisson, températures de serrage optimales et leur intervalle, pouvoir de prise, résistance de la matière cuite et épaississement économique des suspensions aqueuses) peuvent être mises au point par le mélange en proportions correspondantes des matières premières enrichies de compositions minéralogiques différentes.

La clef de la préparation assurée par mélanges, ayant des propriétés correspondantes aux buts de la technologie céramique, consiste en la mise au point de la composition minéralogique et sa vérification continue. Ces problèmes pourraient être résolus par des méthodes analytiques modernes et par un personnel de laboratoire routinier, et la haute qualité stable qu'on obtient par cela restitue plusieurs fois l'excédent de dépenses.

BIBLIOGRAPHIE

Kiss, L.: Examen des possibilités de la préparation des mélanges de matières premières de Tokaj-Hegyalja pour la céramique fine. Rapport de recherches. Janvier 1965. (En hongrois) EaKKI (SzIKKTI) Kutatási Jelentés, 1965. — Építőanyag **7**, 1966.

Kiss, L.: Expériments d'enrichissement des gangues illitifères de Füzérradvány et leur caractéristique minéralo-pétrographique au point de vue de la céramique fine. Analyses de mélanges de matières premières à kaolinite, illite et montmorillonite. Rapport final de recherches. Janvier 1967. (Manuscrit en hongrois). SzIKKTI Kutatási zárójelentés 1967. Építőanyag **6**, 1967.

FINE-CERAMIC PROPERTIES AND MINERALOGY OF PLASTIC KAOLINITE-ILLITE-MONTMORILLONITE MIXTURES

By

L. Kiss

Abstract

The author presents experimental results remarkable from the point of view both of benefication and fine-ceramic technology. These results clearly show that the drawbacks or even harmful properties of the individual minerals are markedly reduced or compensated in mixtures, as a result of the interaction of the components.

The workability, shrinking, and behaviour during burning of fine-ceramic raw materials were analysed as a function of kaolinite, illite and montmorillonite content. The author traced the changes in the mineral components and used texture patterns produced by new phases of burning to explain the physical and mechanical characteristics of burnt substances.

ВЛИЯНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА КАОЛИНИТО-ИЛЛИТО-МОНТМОРИЛЛОНИТОНОСНЫХ ПЛАСТИЧНЫХ СМЕСЕЙ НА ТОНКОКЕРАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Л. КИШШ

Резюме

Автор статьи излагает результаты исследований, заслуживающих внимание как с точки зрения обогащения минерального сырья, так и в отношении развития тонкокерамической технологии. Эти результаты однозначно подтверждают, что в результате взаимодействия компонентов в смесях минералов невыгодные или даже вредные свойства отдельных составных минералов, обусловленные их минералогическим составом, ослабляются или даже вполне компенсируются.

Изучалось изменение обрабатываемости минерального сырья, его чувствительность к сжатию и его поведение в процессе обжига в зависимости от содержания каолинита, иллита и монтмориллонита. Автор прослеживает изменения минеральных компонентов и, используя данные о структуре, созданной новыми фазами при обжиге, он дает объяснение физико-механических свойств жженых веществ.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 437—451 (1967)

VERÄNDERUNGEN VULKANISCHER GLÄSER AUF GRUND MIKROSKOPISCHER UNTERSUCHUNGEN

Von

T. ZELENKA

STAATLICHES UNTERNEHMEN FÜR ERZ- UND MINERALBERGBAU, BUDAPEST

Die glasigen Vulkanite des Sarmats im SW-lichen Tokajhegyalja wurden mikroskopisch untersucht. Rhyolithe, Dazite und sauere Andesite, sowie deren Pyroklastite enthalten eine beträchtliche Menge (40 bis 95 Volumprozent) von glasigen Komponenten. Das Glas der einzelnen Gesteinstypen kann durch Brechungszahl, Einschlüsse und Form der Trümmer gekennzeichnet werden. Die Entglasung des Glasstoffes kann so weit vorschreiten, daß ein nutzbarer Rohstoff zustandekommt.

Syn- und diagenetische Effekte sind vor allem bei den ins Wasser gefallenen Tuffen und Fluttuffen bedeutend; die glasige Grundmasse, sowie die glasigen Bimssteine und die Gesteinsglastrümmer wurden an ihrem Saum tonmineralisiert, zeolitisiert.

Endogene, hydrothermale Einwirkungen verursachen eine beschleunigte Entglasung der glasigen Grundmasse und Bestandteile, was hauptsächlich zur Bildung von Cristobalit, Quarz, sowie von verschiedenen Tonmineralien (Montmorillonit, Allevardit, Illit, Kaolinit) führt. Bringt die Hydrotherme auch mobilisierte Kieselsäure mit, so fällt diese, dem originalen Gefüge (Korngröße, Textur) entsprechend, als Quarz und Tridymit aus, so daß kieselig-kaolinische Rohstofftypen zustandekommen. In extremen Fällen entsteht sekundärer Quarzit. Wenn die hydrothermale Wirkung eine wesentliche Elementenumordnung hervorruft, so bilden sich reinere Tonmineral-lagerstätten, wodurch die ursprünglich glasigen Komponenten unerkennbar werden.

In der Oxydationszone scheinen die exogenen Wirkungen erheblich zu sein. Hier mag die Entglasung des glasigen Stoffes zur Entstehung von Zeolithen führen.

Die Untersuchung der vulkanischen Gläser erbrachte in den letzten zwei Jahrzenten bedeutende Erfolge. Es hat sich herausgestellt, daß sowohl das frische Glas als auch dessen veränderte Typen in vielen Fällen eine industrielle Bedeutung haben. Es hat sich erwiesen, daß sich Tonmineralien nicht nur auf die klassisch bekannte Art und Weise — z. B. durch Zerfall von Feldspat — sondern infolge verschiedener Wirkungen auch durch Entglasungsvorgänge bilden können.

Wir haben im Laufe der geologischen Kartierung des SW-lichen Tokajer Gebirges und der Bearbeitung des Bohrmaterials mannigfaltige Abarten sauerer Vulkanite (Erguß- und Tuffgesteine) kennengelernt. Unveränderte vulkanische Gläser sind kaum zu finden, fast alle sind mehr oder minder zersetzt. Wir haben bei der Erforschung dieser veränderten Stoffe neben den modernen Untersuchungsmethoden der Röntgenanalyse, Differentialthermoanalyse, Thermogravimetrie, Differentialthermogravimetrie, Elektronenmikroskopie auch Dünnschliffe ausführlich untersucht. Die Ergebnisse können im folgenden zusammengefaßt werden.

Kennzeichnung der untersuchten Gesteinstypen

a) Die Grundmasse der *rhyolithischen Ergußgesteine* ist fast gänzlich glasig, von Fluidaltextur; Porosität, Wassergehalt und Brechungsindex sind flecken- oder streifenhaft verschieden; die Grundmasse enthält wechselnde Mengen von ursprünglichen Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen, sowie Mikrolithe. In den Rhyolithlagen sind neben der Grundmasse auch Gemengeteile verschiedener Form und Gestalt glasig, wie z. B. die Perlitkörner schalenförmiger Absonderung, die Marekanite von unregelmäßiger Form, die strahligen kugelförmigen Sphärolite, die Lithophysensäume und die kugelschalenartigen Lithoide. Diese glasigen Bestandteile machen bis etwa 70—85 Volumprozent des ganzen Gesteins aus.

b) Die Grundmasse der *Rhyolithtuffe* besteht aus einem Aggregat von Glaskörpern unter 50 μ Korngröße. Die Tuffe sind überwiegend ungeschichtet. Die Orientierung der glasigen Bestandteile ist in umgelagerten Tuffen und Fluttuffen deutlich zu erkennen. Die wichtigsten klastischen Bestandteile der rhyolithischen Glastuffe sind blasige Bimssteine mit Röhrenstruktur und durch ebene oder konkave Flächen begrenzte Gesteinsglastrümmer. Sie enthalten manchmal tropfen- und spindelförmigen Obsidian, Perlit und glasige Rhyolithlapilli. Die Menge dieser glasigen Elemente kann bei den Tuffgesteinen etwa 80—90 Volumprozent erreichen.

c) In den dazitischen, trachytischen *Andesiten* und andesitischen Mischtuffen sind selbständige glasige Bestandteile nicht zu erkennen, nur die Grundmasse ist teilweise glasig, u. zw. besteht sie aus basischem Glas. Letzteres kann auch in diesem Falle etwa 40—50 Volumprozent des Gesteines ausmachen.

Charakter des vulkanischen Glases

Es ist gelungen, auf Grund *der vulkanischen Gläser* im SW-lichen Tokajer Gebirge Tuffhorizonte des Sarmats zu unterscheiden [1, 2] und einige Lavaergüsse voneinander zu trennen. Die so gegebenen Eigenschaften des Glases bestimmen im voraus die Neigung des Glasmaterials zu späterer Kristallisation.

Was die Glasbildung betrifft, sind noch die Art des Lavaergusses bzw. der Tufflieferung und des Transportes, sowie die Fazies der Anhäufung wichtig [3, 4]. So können z. B. in demselben rhyolithischen Lavastrom bimssteinartige, perlitische, sphärolithische, lithophysenartige und lithoidische Glastypen unterschieden werden. Ebenso hängen Korngröße und Form des Glasmaterials davon ab, ob die vulkanischen Trümmer einer gegebenen Zusammensetzung von Fluttuff- oder Aschenregentuff-Charakter sind, sowie auch von den Umständen ihrer Anhäufung auf dem Lande oder im Wasser.

Glas besitzt eine relativ große spezifische Oberfläche, und stellt ein sehr instabiles System dar. Folglich reagiert es schon auf die geringsten Verände-

rungen der p_H und des Redoxpotentials. Die diesbezügliche Fachliteratur [5] erörtert eingehend die einzelnen Entglasungsphasen von der Ausbildung des Kristallkeimes bis zum Felsit (Globulit, Humulit, Margarit, Lombulit, Trichit).

Wir haben die Veränderungsformen der einzelnen glasigen Bestandteile mikroskopisch untersucht und die Aufeinanderfolge der Veränderungen bestimmt.

Die Veränderungen der vulkanischen Gläser

Die Veränderungen können genetisch auf syn-, dia- und epigenetische Einwirkungen zurückgeführt werden. Die Ergebnisse dieser drei Vorgänge sind voneinander schwer zu trennen, besonders in Fluttuffen.

A) *Syn- und diagenetische Einwirkungen*

a) Die *auf Festland gefallenen Glastuffe* von gleichmäßiger Korngröße und großer Mächtigkeit (50—200 m) verdichten sich durch den Belastungsdruck und das ganze Gestein wird kompakter. In einigen Fällen ist die Entglasung und die Bildung eines sekundären kieseligen Bindemittels erkennbar.

b) Bei den *ins Wasser gefallenen Tuffen* sind die p_H des Wassers und die Vermischung der mit der Ausschüttung gleichzeitiger Ablagerungen die wichtigsten Faktoren. Zumeist tritt eine Hydratation des Glasmaterials ein. Damit beginnt ein intensiver Entglasungsvorgang, welcher schließlich zur Bildung von Tonmineralien oder zur Zeolithbildung führt. Dieser Vorgang wurde betreffs eines hydrodiagenetischen Natriumbentonits und Zeoliths von Nemecz und Varjú beschrieben [1]. Die Tonmineralisierung ist in der Grundmasse und in den Bimssteinröhrchen und Blasen von einigen μ Wandstärke am häufigsten (Abb. 2). Zwecks eines Vergleichs sind in der Tabelle 1 die Angaben der chemischen und Röntgenanalysen der verschieden zersetzten Varietäten eines Tuffs, in der Abbildung 1 die DTA-, DTG- und TG-Kurven der wichtigsten Umwandlungstypen dargestellt.

Falls sich der ins Wasser gefallene Tuff nur zeitweise mit Sediment vermischt hat, ist das vulkanische Glas nur in den mit dem Sediment vermischten Teilen tonmineralisiert. Der Tuff der Zwischenbänke ist schwach entglast. Allgemein ist zu bemerken, daß die Säume der Glastrümmer und der Bimssteine in 1—2 μ Stärke zeolithisiert sind, während ihr Inneres tonmineralisch zersetzt ist (Abb. 3).

c) Das Maß der Entglasung des Glasmaterials hängt bei *Fluttuffen* vom Grade der Verkittung, der Verschweißung der plastischen Deformation bzw. der autopneumatolytischen, autohydrothermalen Wirkung des Tuffstromes ab. In einem Falle sind die Säume der Bimssteine, besonders aber der Glastrümmer

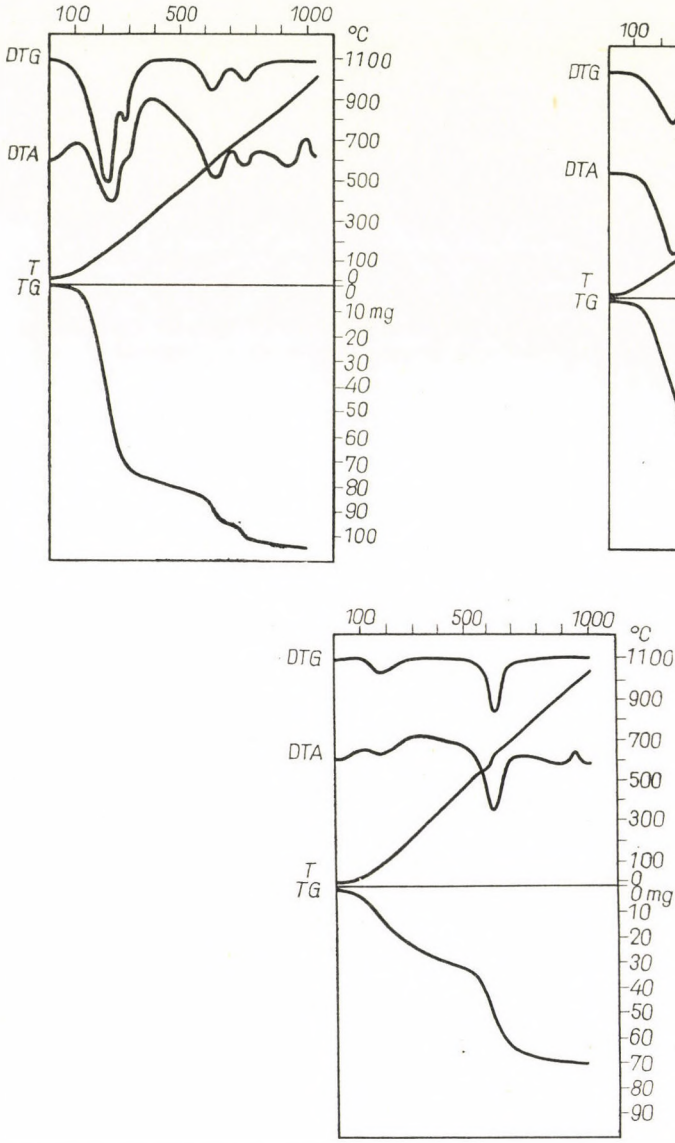


Abb. 1. DTG-, DTA- und TG-Kurven von teilweise veränderten bimssteinführenden Rhyolithglastuffen.

1. Zeolithisierter Tuff. Mád, Bohrung 78. 4,0 m
2. Bentonisierter Tuff. Tállya, Bohrung 12. 65,7—75,0 m
3. Kaolinisierter Tuff. Mezőzombor, Bohrung 3. 68,2—72,5 m

zeolithisiert. Unter dem Mikroskop ist das auf die Glaswand senkrecht gefaserte zeolithisierte Mineralaggregat von schwacher Doppelbrechung und geringem Brechungsindex deutlich sichtbar (Abb. 4).

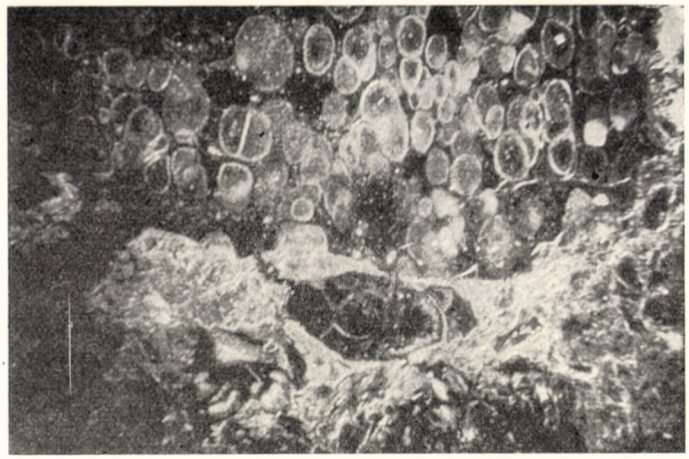


Abb. 2. Bimssteinführender Rhyolithglastuff. Tonmineralisiert; and en Säumen zeolithischer blasiger Bimsstein. Mád, Bohrung 68. 98,0—100,7 m
+ Nik. 150×

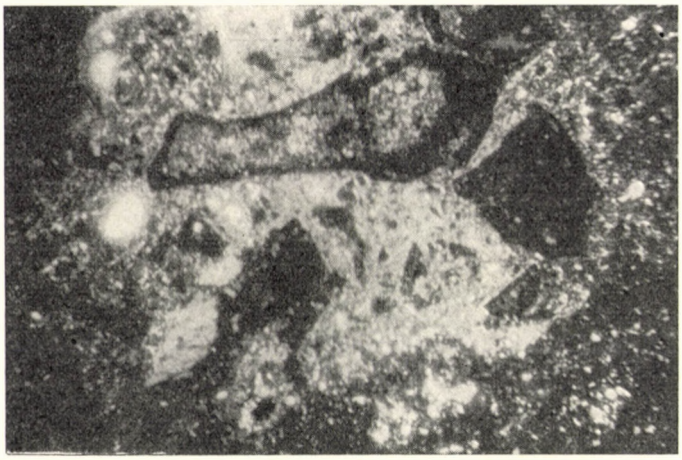


Abb. 3. Bimssteinführender Rhyolithglastuff. Tonmineralisierte Grundmasse; die Säume der Glastrümmer sind zeolithisiert; in ihrem Innern sind cristobalitisch entglaste Flecken sichtbar. Tállya, Bohrung 16.
+ Nik. 150×

Auf Grund der Röntgenuntersuchungen kann dieses Zeolith als Klinoptylolit bezeichnet werden [1]. Im Inneren der Glastrümmer kommen Cristobalit und Tridymit als aufgewachsene Kristalle oder als entglastes Mineralaggregat vor.

Bei den verschweißten Fluttuffen ist die einheitliche Tonmineralisierung der Bimssteine häufig. Der Bimsstein erscheint mikroskopisch als zonal kaolinisiert; die ursprüngliche Struktur ist auch in den kaolinisierten Teilen zu

Tabelle I

Abarten bimssteinführender Rhyolithglastuffe

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	74,70%	75,10%	63,80%	77,90%	55,00%	46,15%
TiO_2	0,20	Spuren	0,20	Spuren	0,30	0,11
Al_2O_3	11,10	10,30	19,90	13,90	26,20	33,96
Fe_2O_3	0,76	0,90	1,84	0,43	2,42	2,87
FeO	0,35	0,20	0,82	—	—	0,13
MnO	—	—	—	—	—	0,04
MgO	0,18	0,83	1,83	0,12	0,07	Spuren
CaO	0,80	1,57	1,66	0,25	2,15	0,23
Na_2O	1,20	0,60	0,64	0,10	0,65	0,11
K_2O	4,61	2,74	2,05	1,56	1,15	0,37
$-H_2O$	5,32	7,35	7,00	5,70	12,28	13,21
$+H_2O$						3,29
SO_3	0,12	—	—	0,10	0,02	—
Insgesamt	99,34	99,59	99,74	100,06	100,24	100,47
Quarz	—	—	30	60	2	—
Cristobalit	—	—	Spur	—	—	—
Kaolinit	—	—	—	35	80	97
Montmorillonit	—	—	57	—	—	—
Feldspat	—	—	8	—	3	3
Calcit	—	—	5	—	—	—
Alunit	—	—	—	5	—	—
Zeolith	—	—	—	—	15	—

Die chemischen und Röntgenuntersuchungen wurden im Zentrallaboratorium des staatlichen Unternehmens für Erz- und Mineralbergbau durchgeführt.

1. Unzersetzter Tuff. Mád, Bohrung 77. 75,6—80,0 m.
2. Zeolithisierter Tuff. Mád, Bohrung 78. 4,00 m.
3. Bentonisierter Tuff. Tállya, Bohrung 12. 65,7—75,0 m.
4. Kieseliger, kaolinführender Tuff. Ond, Bohrung 12. 49,5—57,3 m.
5. Kaolinisierter Tuff. Mezőzombor, Bohrung 3. 68,2—72,5 m.
6. Kaolin. Szegi, Bohrung 2. 72,6—75,3 m.

erkennen. Während die Glastrümmer in ihrem Inneren vollkommen frisch, oder nur schwach zersetzt sind, ist die Grundmasse voll entglast. Beim starken Zusammenbacken kommt in den Glasröhren der Bimssteine eine sekundäre Ausscheidung von Quarz, Feldspat und Dickit zustande (Abb. 5).

d) Bei den Ergußgesteinen ist die Wirkung des wäßrigen Milieus bzw. des feuchten Nebengesteins auch wichtig [6]. Die intensivere Entglasung der

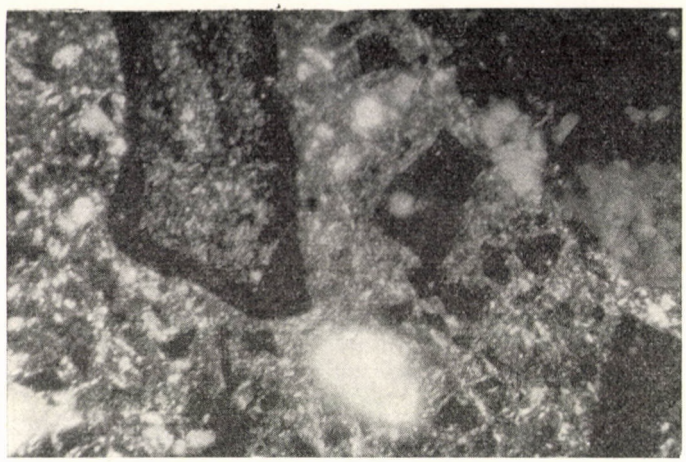


Abb. 4. Bimssteinführender Rhyolithglastuff. Tonmineralisierte Grundmasse; die Säume der Glastrümmer sind zeolithisiert; in ihrem Innern sind cristobalitisch entglaste Flecken sichtbar.
Tállya, Bohrung 16.
+ Nik. 300 ×

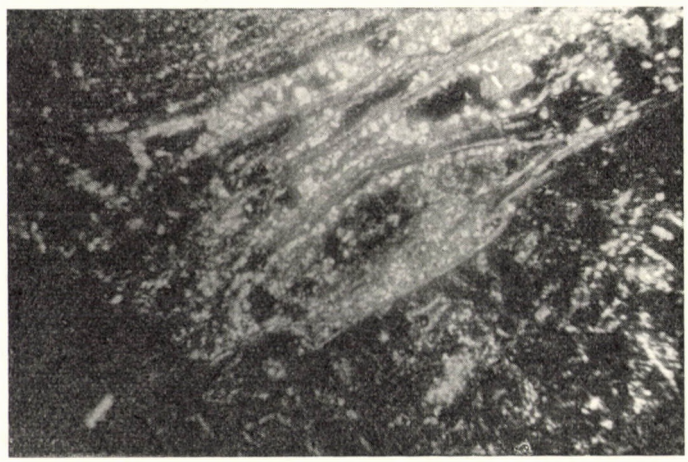


Abb. 5. Zusammengebackener, bimssteinführender Rhyolithglastuff. In den Röhrchen des tonig zersetzten Bimssteines sind sekundär ausgewachsene Kristalle von Tridymit und Quarz sichtbar.
Bodrogkeresztúr, Bohrung 2. 23,4—28,0 m
+ Nik. 150 ×

stärker porösen Bänder und Flecken einer Fluidaltextur kann bis zur Bildung von Tonmineralien vorschreiten (Abb. 6). Die Glaslinsen beginnen sich zu cristobalitischen Sphärolithen umzuwandeln (Abb. 7). Die Entglasung der schlackigen, aufgeblasenen Perlite an den Rändern der Perlitkörper setzt sofort nach ihrer Bildung ein.

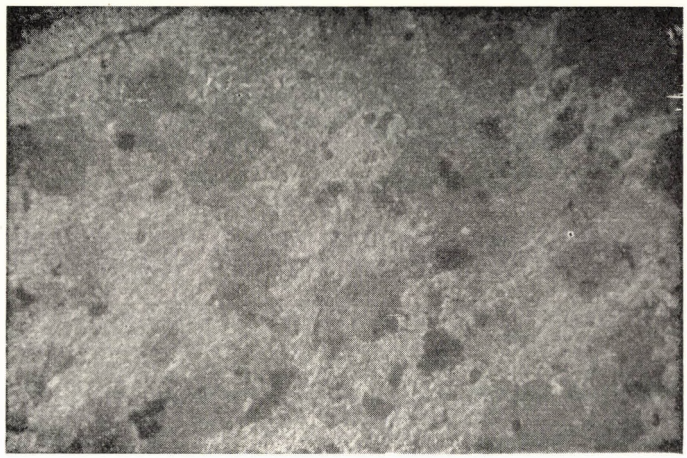


Abb. 6. Bentonisierter Rhyolith von Fließstruktur. Das glasige Ergußmaterial ist fleckig montmorillonitisch zersetzt: einzelne Inseln haben ihre glasige Struktur bewahrt.
Tállya, Bohrung 16. 10,5—11,3 m
+ Nik. 150×



Abb. 7. Sphärolithischer Rhyolith. Der ursprünglichen Fließstruktur entsprechend hat sich um die Kristalle und Glaslinsen sphärolithischer Cristobalit gebildet.
Tállya—Óvár, 411,4 m
+ Nik. 150×

B) Epigenetische Einwirkungen

Bei der Zersetzung der Gläser sind die *epigenetischen Einwirkungen* am bedeutendsten. Das diagenisierte, oder sogar auch nach dem Zusammenbacken noch »intakt« gebliebene Glas wird von diesen sekundären Vorgängen sehr stark angegriffen. Es können zwei Typen solcher Vorgänge, nämlich endogene und exogene unterschieden werden [6].

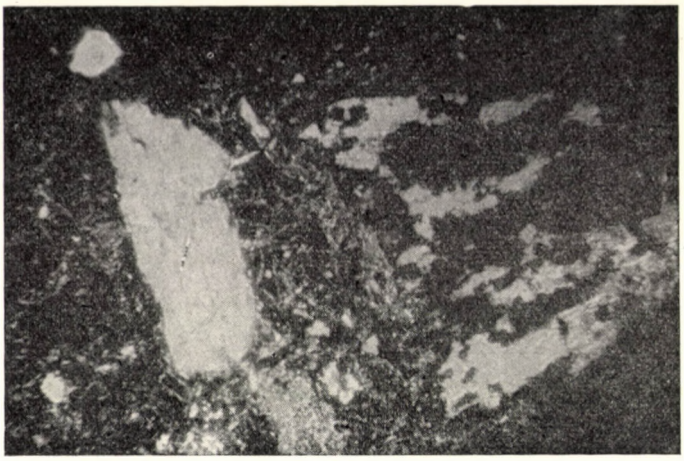


Abb. 8. Zersetzter Rhyolithglastuff mit Bimssteinlapilli. Unzersetzte Sanidin- und Quarzkristalle. Grundstoff und Bimsstein sind kaolinisiert.
Mád, Bohrung 33. 183,2—194,0 m
+ Nik. 150×

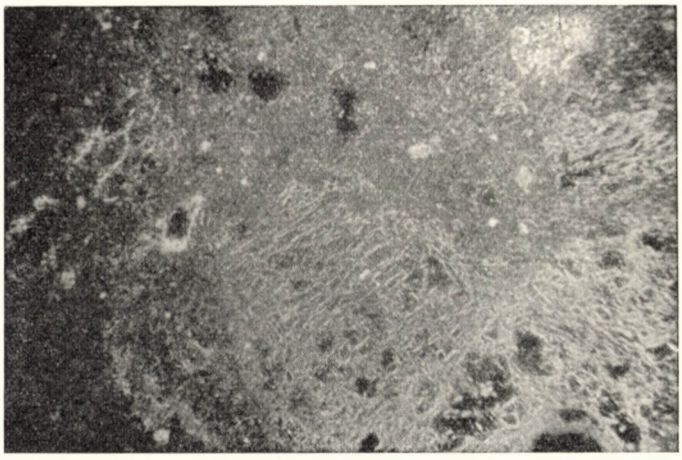


Abb. 9. Toniger, bimssteinführender Rhyolithglastuff. Der Bimsstein ist vollkommen tonmineralisiert, der Grundstoff des Tuffs mit Kieselsäure schwach imprägniert.
Ond, Bohrung 9. 48,6—52,0 m
+ Nik. 150×

a) Im ersten Falle der *endogenen Vorgänge* bewirken hydrothermale Lösungen eine beschleunigte Entglasung. Es werden in erster Linie die Grundmasse, dann die Glastrümmer zersetzt, während die Feldspäte und die Körner anderer Mineralien intakt bleiben (Abb. 8). Gleichzeitig damit fängt auch die Zersetzung der wasserhaltigen femischen Bestandteile an. Dieser Vorgang entfernt gewisse Neugen von Fe_2O_3, FeO, Na_2O, K_2O und CaO, so daß sich

SiO_2, Al_2O_3 und $+H_2O$ relativ anreichern: dadurch wird die Bildung von Tonmineralien begünstigt.

Die chemische und Röntgenanalyse eines solchen Typs sind in Tabelle 1, Spalte 4 angeführt. Die freigewordene Kieselsäure zementiert die poröse Grundmasse und füllt die Hohlräume der Bimssteine aus. So bilden sich kieselige Kaolinite und Tuffe, bei welchen die Grundmasse und das ehemalige Glas aus einem Gewebe von fein verteiltem Kaolinit und SiO_2 (zumeist Cristobalit und Quarz) bestehen. Stärkere hydrothermale Wirkungen zersetzen auch den Feldspat (Abb. 9).

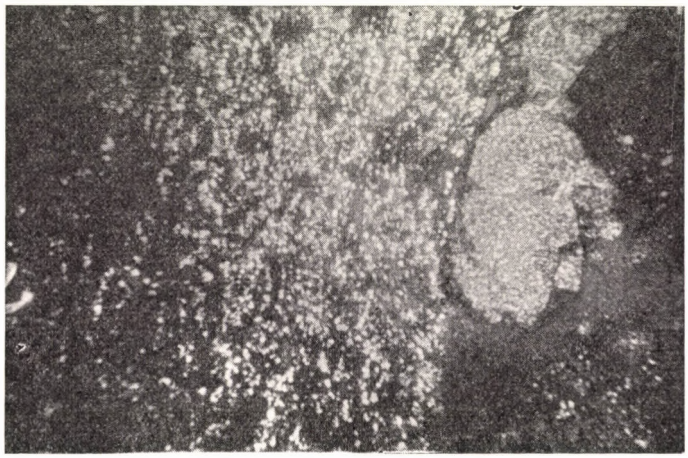


Abb. 10. Verkieselter, bimssteinführender Rhyolithtuff. Der tonig zersetzte Bimsstein und der Feldspat sind von Kieselsäure durchtränkt.
Kaolingrube Mád—Bomboly.
+ Nik. 150×

Es entstehen kieselige Kaolinite auch, falls die Hydrotherme mobilisierte Kieselsäure herbeiführt. Dabei wird zuerst die Grundmasse von Kieselsäure durchtränkt; erst später folgt die sekundäre Verkieselung der kompakten Glastrümmer (Abb. 10). Das durch Entglasung freigewordene, durchtränkende SiO_2 (meistens Cristobalit) und der sekundär herbeigeführte, ausgefällte Kiesel (meistens Quarz und Tridymit) lassen sich unter dem Mikroskop leicht unterscheiden: im ersteren Falle ist die Struktur des ursprünglichen Bimssteines und der Glastrümmer noch leicht zu erkennen. Ein gewisser Unterschied der Brechungskoeffizienten erlaubt die Unterscheidung der kieseligen Grundmasse von den Glastrümmer mittels der Becke-schen Linien.

.Bei der sekundären Verkieselung folgt die Ausscheidung sekundärer SiO_2-Körner den Richtlinien der ursprünglichen Struktur: sogar die Korngröße des sekundären Kieselmaterials wird in gewissen Fällen durch die ursprüngliche Korngröße bestimmt.

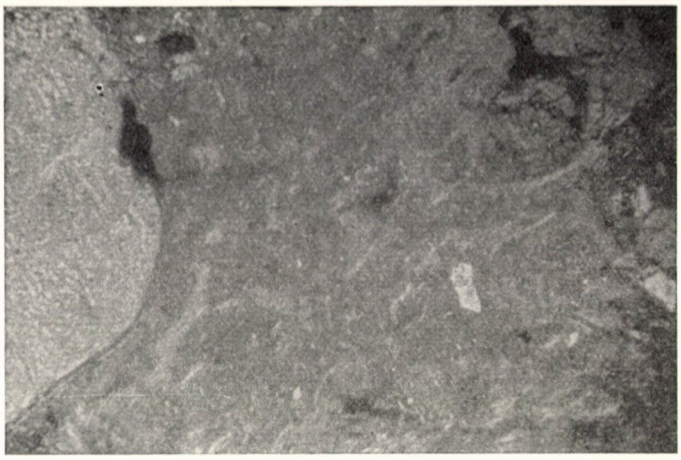


Abb. 11. Tonmineralisierter, bimssteinführender Rhyolithtuff (Glastuff). Die ursprüngliche Struktur ist noch zu erkennen: darin sind sowohl die Bimssteine als auch die Glastrümmer mit dem Grundstoff zusammen tonmineralisiert. (Allevardit.)
Mád, Bohrung 150. 36,0—43,0 m
+ Nik. 150×

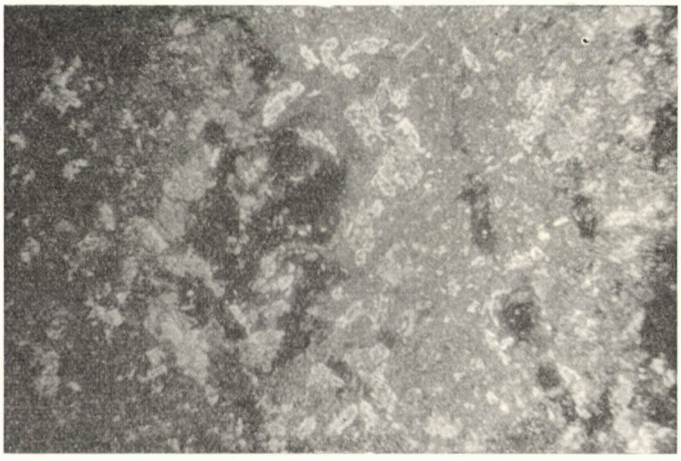


Abb. 12. Verkieselter bimssteinführender Rhyolithtuff mit Alunit.
Mád—Királyhegy, Stollen 6.
+ Nik. 150×

Der Charakter der sich bildenden Tonmineralien hängt von der Zusammensetzung der Hydrotherme und des ursprünglichen Tuffs, sowie von p_H und Redox-Potential der Hydrotherme ab. Im ersteren Falle bilden sich im allgemeinen verschiedene Tonmineralien (Montmorillonit, Illit, Allevardit) (Abb. 11), im zweiten Falle, dem der stärkeren Verkieselung, herrscht der oft von Alunit begleitete Kaolinit vor (Abb. 12). Der Grad bzw. der Charakter

der Verkieselung und der Tonmineralisierung ändert sich mit der Entfernung vom Zentrum der hydrothermalen Wirkung vertikal und horizontal auf die in der Fachliteratur besprochene Art und Weise [7].

Die rhyolithischen Ergußgesteine werden gleichfalls auf die erwähnte Weise tonmineralisiert, die Entglasung des Glasmaterials ändert sich aber entlang der Fließrichtung. Es bildet sich in erster Linie ein sphärolitischer Cristobalit und falls das ganze Gestein stark verkieselt wird, eine felsitische

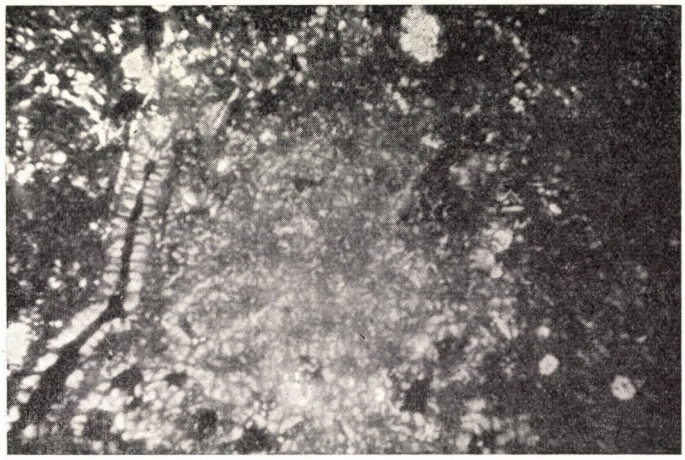


Abb. 13. Verkieselter Rhyolith mit Lithophysen. Der Grundstoff der Lava und die Lithophysensäume sind felsitisch (Cristobalit). Die einzelnen felsitischen Kristalle sind sphärolithisch. Golop, Bohrung 4. 32,0—37,0 m
+ Nik. 150×

Mosaikstruktur (Abb. 13). Der Charakter der Tonmineralisierung wird durch die chemischen und Röntgenanalysen der Tabelle 2 dargestellt.

Falls die hydrothermale Wirkung nicht nur eine Stoff- bzw. Elementenumordnung, sondern eine intensive Auslaugung, Transport und »Umlagerung« zur Folge hat, bilden sich reinere tonmineralisierte oder verkieselte Gesteinstypen.

Die Tonmineralisierung bewirkt eine Abnahme von SiO_2, K_2O und Na_2O, sowie eine relative Zunahme von Al_2O_3 und $+H_2O$, wie das durch die chemischen und Röntgenanalysen sowie durch die DTA-, DTG- und TG-Kurven (Abb. 1) der kaolinisierten Abarten und Kaolinit-Varietäten eines Tuffs (Tabelle 1) veranschaulicht wird. Hier ist die ursprüngliche Struktur der Grundmasse und der Glastrümmer durch die einheitliche Tonmineralisierung unerkennbar geworden, doch ist die ursprüngliche Schichtung noch zu beobachten. Als ein eindrucksvolles Beispiel soll hier das Kaolin von Szegi erwähnt werden [8]. Dagegen bringt eine intensive Verkieselung des ganzen

Tabelle II

Abarten rhyolithischer Ergußgesteine

	1	2	3
SiO_2	77,40%	78,50%	74,40%
TiO_2	Spur	Spur	0,05
Al_2O_3	11,50	12,30	14,90
Fe_2O_3	0,53	1,15	0,47
FeO	—	0,42	0,09
MnO	—	—	—
MgO	0,10	Spur	0,20
CaO	0,20	0,56	1,05
Na_2O	0,70	0,34	0,24
K_2O	6,12	3,18	1,08
$-H_2O$ $+H_2O$	2,52	3,51	6,27
SO_3	—	0,04	0,07
Insgesamt	99,07	100,00	98,82
Quarz	—	65	50
Kaolinit	—	25	25
Montmorillonit	—	—	20
Feldspat	—	5	5
Calcit	—	5	—

Die chemischen und Röntgenuntersuchungen wurden im Zentrallaboratorium des staatlichen Unternehmens für Erz- und Mineralbergbau durchgeführt.

1. Ursprüngliche Lava. Mád, Bohrung 46. 100 m.
2. Kieselige, kaolinführende Lava. Mád, Bohrung 46. 47,3—82,0 m.
3. Völlig tonmineralisierte Lava. Mád, Bohrung 46. 15,0—28,0 m.

Tuff- bzw. Ergußgesteins sekundären Quarzit zustande. Mikroskopisch weisen dann einige Bruchstücke von Feldspat bzw. Quarzit-Pseudomorphosen nach Feldspat sowie die orientierte Textur auf das ursprüngliche Gestein hin.

b) Bei der Entglasung stark instabiler Gläser spielt die Zeit eine sehr wichtige Rolle. Hierbei bewirkten die *exogenen Einflüsse*, z. B. die Oxydation und die Migration von Lösungen bedeutende Veränderungen im Glasmaterial.

Die sich in Abhängigkeit von der lokalen Erosionsbasis ausbildende Oxydations- und Reduktionszone ist in den Vulkaniten überall ausgeprägt. In der Oxydations- bzw. Reduktionszone eines und desselben Gesteins ist die Entglasung der Grundmasse in der Oxydationszone weiter vorgeschritten. Das Gestein wird nämlich in der Reduktionszone vom Wasser in den Rissen

und Spalten, bzw. von Wasserfilmen, die die einzelnen Körner umgeben, vor Einwirkungen geschützt. Bei den wechselnden p_H- und Redoxwerten der Oxydationszone zersetzen sich die femischen Bestandteile: die Feldspäte werden schwach tonmineralisiert und auch das Glasmaterial wird entglast. Literaturangaben weisen darauf hin, daß exogene Wirkungen sekundär auch Zeolith entstehen lassen [3]. Das Eindringen der Lösungen in die Risse begünstigt die Entglasung des perlitischen Glasmaterials [5].

In der Bildung der umgelagerten Kaolin- und Bentonit-Lagerstätten spielen in erster Linie die glasige Grundmasse des ursprünglichen Tuffs, sowie die ausgelaugte Kieselsäure der zerkleinerten Glastrümmer eine erhebliche Rolle. Relikte dieser letzteren sind in den Tongesteinen mikroskopisch noch zu erkennen.

Zusammenfassend läßt sich behaupten, daß die Veränderungsformen der vulkanischen Gläser durch die Struktur des ursprünglichen Glasmaterials, also durch Form und Lage der gesteinbildenden Glaskörner stark beeinflußt werden. Deshalb sind bei der Untersuchung der sekundär entstandenen kieseligen, tonigen Rohstoffe außer den chemischen und Röntgenuntersuchungen auch mikroskopische Untersuchungen wünschenswert. Dadurch können die Korngrößen der einzelnen mineralischen Gemengeteile und ihr Verhältnis zueinander, sowie das Maß der Veränderung leicht bestimmt werden.

Die exakte mineralogische Bestimmung und Identifizierung der feinen Entglasungsprodukte ist heute noch ein Problem, dessen Lösung die Anwendung weiterer instrumenteller Untersuchungsmethoden erfordern wird.

LITERATUR

1. Nemecz, E.—Varjú, Gy.: Na-bentonit, klinoptilolit és káliföldpát a Szerencsi öböl riolittufájából. (Bildung von Na-Bentonit, Klinoptylolit und Kalifeldspat aus dem Rhyolithtuff des Szerencs-Beckens). Földtani Közlöny **93**, Agyagásvány-füzet (Tonmineralien-Band), 77—91, 1963.
2. Zelenka, T.: A »Szerencsi öböl« szarmata tufaszintjei és fáciesei. (Sarmatische Tuffhorizonte und Fazies der Bucht von Szerencs). Földtani Közlöny **94**, 33—52, 1964.
3. Pantó, G.: A Tokaji—Szalánci hegység és a Zempléni dombvidék földtani megismeréséről (Zur Kenntnis des Tokajer und Szaláncer Gebirges, sowie des Zempléner Hügellandes). Földtani Közlöny **96**, 143—154, 1966.
4. Perlaki, E.: Pumice and scoria: their notion, criteria, structure and genesis. Acta Geologica **X**, 13—29, 1966.
5. Наседкин, В. В.: Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Труды инст. геол. руд. мест., петр., мин. и геох. вып. **98**, А. Н. СССР, Москва, 1963.
6. Szádeczky-Kardoss, E.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről (Neue Untersuchungen in der tertiären Vulkanzone der Karpaten). Földtani Közlöny **88**, 171—200, 1958.
7. Mátyás, E.: A Mád környéki felsőszarmata vulkáni utóműködés (Die obersarmatische postvulkanische Tätigkeit in der Umgebung von Mád). Földtani Kutatás **IX**/2, 17—27, 1966.
8. Varjú, Gy. — Mándy, T.: A szegilongi kaolin genetikája (Zur Genetik der Szegilonger [Tokaj-Gebirge] Kaolinlagerstätte). Földtani Közlöny **93**, Agyagásvány-füzet (Tonmineralien-Band), 93—106, 1963.

ALTERATION OF VOLCANIC GLASSES AS OBSERVED UNDER THE MICROSCOPE

By

T. Zelenka

Abstract

Glassy volcanics of Sarmatian age from the southwestern Tokaj Mountains were studied. Rhyolites, dacites, and acidic andesites and their pyroclastics were found to contain considerable amounts (40 to 90 volume per cent) of vitreous constituents. The glass of the individual rock types are characterized by refraction index, inclusions, and shape of debris. Devitrification of the glassy groundmass under matter upon colour, dia- and epigenetic influences may become so intense that commercial mineral deposits come to exist.

The colour and diagenetic effects are significant particularly in the case of tuffs fallen in water and flood-tuffs, when the glassy groundmass, the glassy pumices, and volcanic glass debris are more or less clay-mineralized and zeolitized on their edges.

Epigenetic influences result in more drastic changes. Endogenic hydrothermal action provokes accelerated devitrification of the glassy groundmass and of the constituents, which leads mainly to the formation of cristobalite, quartz, and various clay minerals (montmorillonite, allevardite, illite, kaolinite). If the hydrotherm carries some mobilized silica, it will precipitate in form of quartz and tridymite in dependence on the original fabric (grain size, texture), so that siliceous, kaoliniferous raw materials come to exist. In extreme cases secondary quartzite is formed. If the hydrothermal effect results in a substantial redistribution of elements, so pure mineral deposits may result. In this case the original glassy constituents are altered past recognition.

In the oxidation zone exogenic influences may be considerable. Here the devitrification of the glassy groundmass may lead to zeolitization.

ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ИХ ПОД МИКРОСКОПОМ

Т. ЗЕЛЕНКА

Резюме

Автор изучил под микроскопом стекловатые вулканиты сарматского яруса в юго-западной части Токайских гор. При этом можно было установить, что риолиты, дациты и кислые андезиты, а также их пирокластические эквиваленты содержат значительное количество (40—90 объемных процентов) стекловатых составных частей. Стекло отдельных типов горных пород характеризуется показателем преломления, включениями и формой обломков. Девитрификация стекловатой основной массы может достичь такой степени, что формируется полезное ископаемое.

Окрашивающее и диагенетическое действия могут быть значительными прежде всего для упавших в водную среду туфов и туфолав, где в результате таких влияний стекловатая основная масса, а также стекловатые пемзы и обломки вулканического стекла превращаются в глинистые минералы и цеолитизируются.

Эпигенетические действия приводят к более значительным изменениям. Под эндогенным, гидротермальным влиянием начинается ускоренная девитрификация стекловатой основной массы и составных элементов, ведущая в основном к формированию кристобалита, кварца, а также разных глинистых минералов (монтмориллонит, аллевардит, иллит, каолинит). Если гидротерма выносит с собой также мобилизованный кремнезем, то последний осаждается в виде кварца и тридимита соответственно оригинальной структуре (гранулометрический состав, кристаллографическое строение и т. п.). При этом образуются кремнистые, каолиновые типы минерального сырья. В крайнем случае образуется вторичный кварцит. Если гидротермальное действие приводит к значительному перераспределению элементов, то формируются залежи более чистых глинистых минералов. При этом первоначально стекловатые составные части будут уже изменены до неопознаваемости.

В зоне окисления экзогенные влияния могут быть значительными. Здесь девитрификация стекловатой основной массы может привести к образованию цеолита.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 453—473 (1967)

RELATIONSHIP BETWEEN "FLINTCLAY" AND BAUXITE FORMATION IN THE PILIS MOUNTAINS

A MODEL OF BAUXITE FORMATION

By

E. NEMECZ and GY. VARJÚ

UNIVERSITY OF CHEMICAL TECHNOLOGY, VESZPRÉM

CENTRAL GEOLOGICAL OFFICE, BUDAPEST

Relying on a study of the mineralogical and chemical composition and mode of occurrence of the red clays filling the caverns of the Nagy Dolina (Big Dolina) and Vizesakna (Water Shaft) at Pilisvörösvár, Pest County, Hungary, the authors discuss the concept and origin of "flintclay". In "flintclay" kaolinite is sometimes associated with considerable amounts of allitic minerals (boehmite in the present case) and hematite, which suggests a close relationship between "flintclay" and karst-bauxite formation. Both are considered allochthonous in that the substances out of which they formed was brought into the area in the form of thin suspensions of predominantly colloidal minerals and subordinately in solution. The lack of stratification of the deposit is ascribed to a "suspension-evaporation mechanism" controlled by the harmonic interaction of supply, evaporation, and rate of deposition.

The red clay deposit exhibits interesting post-sedimentation changes consisting in a zone of leaching more or less parallel to the one-time dolomite surface. Percolation by solution of rhythmically varying amounts and saturation removed boehmite and hematite from and brought about a bleaching of the zone, so that only pure kaolinite was left over.

Aluminium and iron reaching the dolomite contact precipitated as gibbsite, scarbroite, an amorphous Al compound, and sometimes as boehmite and hematite.

Mineralogy, petrology and accumulation patterns of the Pilis doline clays were discussed, in chronological order, by JASKÓ (1950), LIESZKOVSZKY (1951), VARJÚ (1957), BODZAY (1958), BÁRDOSSY (1961) and SZÉKY-FUX (1961). (The first 1 to 25,000 scale geological map of the area was prepared by JASKÓ, 1950.) These authors described the geology of doline clays, the distribution of red, yellow, and bleached clays within one deposit, and the mineralogical compositions of the main types.

The unsophisticated methods used in determining the latter did not, however, reveal the changes in the mineralogical composition of the deposit to a sufficient accuracy. *E.g.* the remarkable boehmite content of the red clays of the Nagy Dolina escaped the attention of those who suggested the presence of insignificant amounts of diaspore or boehmite merely on the basis of a slight divergence at 520°C in the DTA graph. Relying on earlier results, they held the iron mineral itself to be largely limonite rather than hematite.

The information presented here concerning mineralogical composition was obtained by X-ray diffraction, DTG, TG and DTA techniques separately for each particular substance that could be distinguished by the naked eye. Changes in grain size have been established on electronmicro graphs.

On the flintclay problem

The look of the red and white clays of Pilisvörösvár, as well as their compactness and hardness, and their conchoidal and splintery fracture are strikingly different from the features of other Hungarian clay types and recall what have been termed flintclays in American literature. The flintclays occurring among the semiflint-, flint- and diasporic clay types of the extensive Missouri deposits were defined by KELLER, WESTCOTT and BLEDSOE (1954), as a very fine-grained, sedimentary kaolinite, of which two varieties, a soft and a hard ore were distinguished. The former contains more illite and is less crystallized than the latter. The above authors started the flintclays to have formed at a comparatively high concentration of H^+ ions and a moderate one of K^+ ions, under intense dialysis and leaching.

Our own observations in the Pilisvörösvár red clay deposit gave rise to a definition of flintclay as follows.

Megascopic features: Hard, white or red clay of conchoidal fracture (Fig. 9).

Microscopic features: Extremely fine-grained (more than 90 per cent below 2 microns), compact aggregate (Fig. 10), regularly deposited, consisting mainly of kaolinite, possibly cemented with an amorphous substance rich in silica and alumina and/or containing some allitic mineral and crystalline iron mineral (hematite).

Crystal structure: Highly-crystalline kaolinite-T which yields, however, very faint reflections owing to its extremely fine grain size and peculiar texture.

Despite the very fine grain size and low electrolyte content, flintclay is difficult or impossible to disperse in water. When immersed in water, one of its types falls into tiny shivers with an audible crackling. Another type seems slightly inclined to dispersion. The difference between these two types presumably consists in their degree of cementation. Redeposited flintclay—which can be regarded as a semi-plastic clay — expands rather well in water. In some bauxite deposits pulverulent, pseudobrecciated and earthy clays and bauxites are known, too. The pseudobrecciated structures referred to are thought to be a primary feature due to certain processes of colloidal sedimentation.

Geological setting

As has been shown by earlier workers and also by our own investigations, the fireclay deposits under consideration are restricted to the bounds of the villages Pilisvörösvár, Piliscsaba and Pilisszentiván, along the Budapest—Esztergom railroad. This area is a transition between the geological and geomorphological units of the Pilis and Buda Mountains.

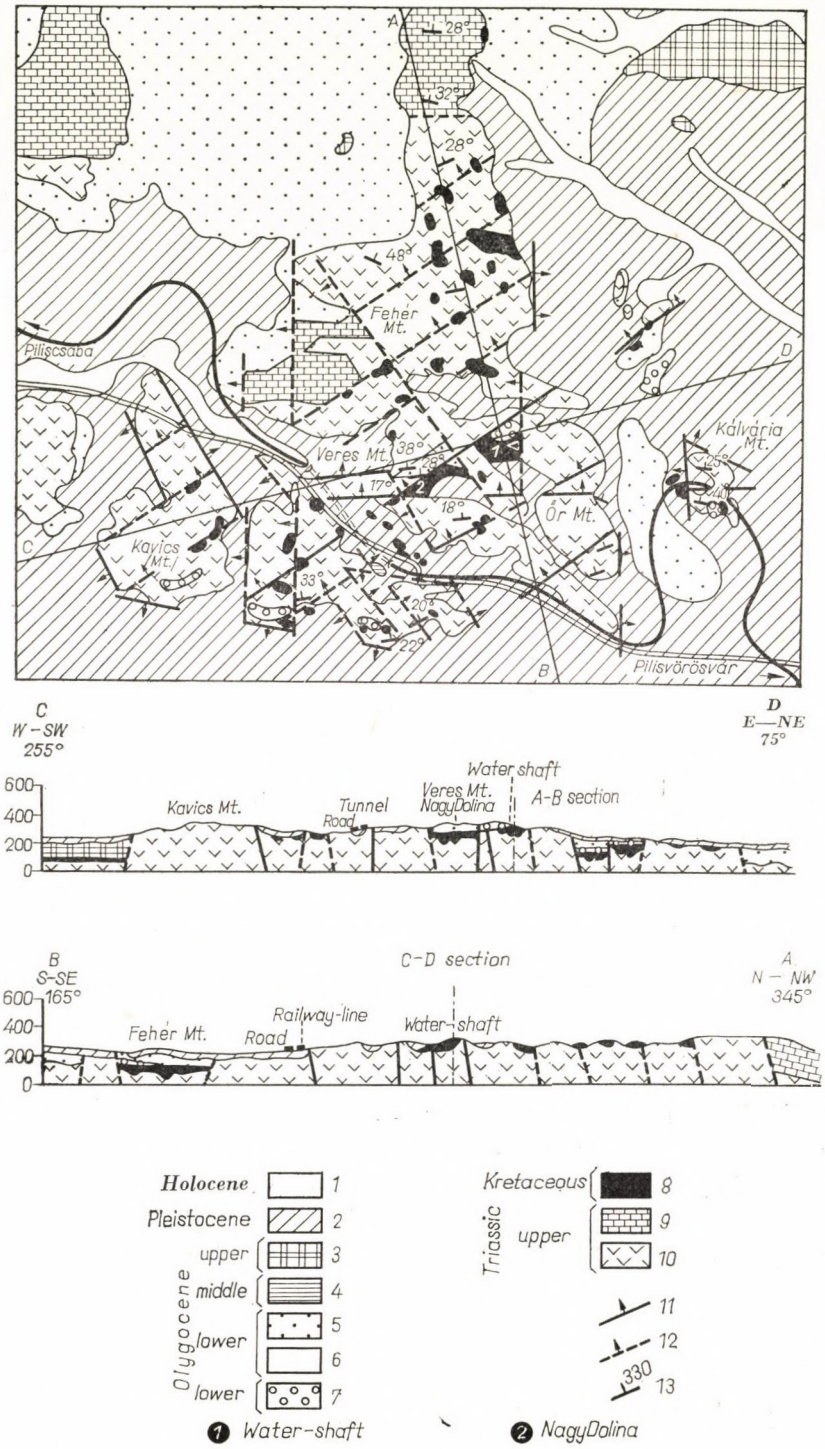
The rock underlying the flintclay consists of Triassic dolomites and limestones, intensely karsted and eroded. In the Pilis and Buda Mountains the Triassic sequence begins with Ladinian dolomites. In the latter area, some siliceous, dolomitic marls also occur. The sequence continues with Carnian and Noric Hauptdolomit and Noric Dachsteinkalk. The Carnian of the Pilis unit includes some calcareous marls [11]. In the Pilis area and in the vicinity of Dorog town more than ten green, grey and yellow clay bands, 5 to 15 cm thick, were observed between the 2 to 3 m thick beds of the upper Dachsteinkalk of the Norian. Near the flintclay deposits, similar clay bands are known in the Hauptdolomit. The Triassic sequence is more than 1,000 m thick. Owing to an eventful subsequent geological history, the cover of the flintclays is rather varied, including Eocene basal conglomerates, freshwater clays and lignites in more elevated structural position, also Oligocene basal conglomerates and/or terrestrial kaolinitic clays, overlain by typical Hárshegy Sandstone either directly on top of the flintclay deposit or on rags of Lower Eocene sediments. In other places isolated rags of Hárshegy Sandstone, resting on the flintclay, can be recognized. Here and there the flintclay is overlain by young Pleistocene to Holocene lignite. However, the most frequent cover formation of flintclay is Pleistocene loess.

In the area investigated, the dolines of the Hauptdolomit and Dachsteinkalk contain red, yellow and white (whitish-grey) flintclay. This material may once have been more extensive. However, in the periods of emersion subsequent to its deposition (particularly the one before the Oligocene) much of the clay was worn away or redeposited. Such reworked clays occur in various horizons of the Eocene and Oligocene. They have, however, lost their typical flintclay habit and are more or less plastic.

The flintclay area is intensely faulted (Fig. 1). As a result of structural movements the Dachsteinkalk often occurs at the same elevation as the Hauptdolomit. The Triassic blocks, broken up in the Cimmerian phase, were tilted north- and northeastwards. At the same time, certain blocks were uplifted and fell prey to intense denudation, some of them down to and including the Lower Triassic.

The dolines or, in areas of large-scale erosion, their ruins display a definite, conspicuous orientation. It corresponds to the NE—SW trend of main faulting. Major dolines occur at the intersections of faults. In the area under consideration, large dolines and doline systems are restricted to the down faulted blocks, covered with younger deposits. Large clay bodies are hidden in the grabens of NW—SE strike, too.*

* Most of the valley heads of the structurally controlled actual drainage have laid bare arge fields of dolines.


A
28°
32°
28°
48°
Feher Mt.
Pilisczaba
D
Kálvária Mt.
Veres Mt.
38°
17°
18°
Ör Mt.
C
Kavics (Mt.)
33°
20°
22°
B
Pilisvörösvár
C
W–SW
255°
D
E—NE
75°
600
400
200
0
Kavics Mt.
Tunnel Road
Water shaft
Veres Mt.
NagyDolina
A-B section
B
S-SE
165°
C–D section
A
N – NW
345°
Feher Mt.
Railway-line
Road
Water-shaft
Holocene 1
Pleistocene 2
Oligocene
upper 3
middle 4
lower 5
lower 6
7
Kretaceous 8
Triassic
upper 9
10
11
12
330 13
1 Water-shaft
2 NagyDolina

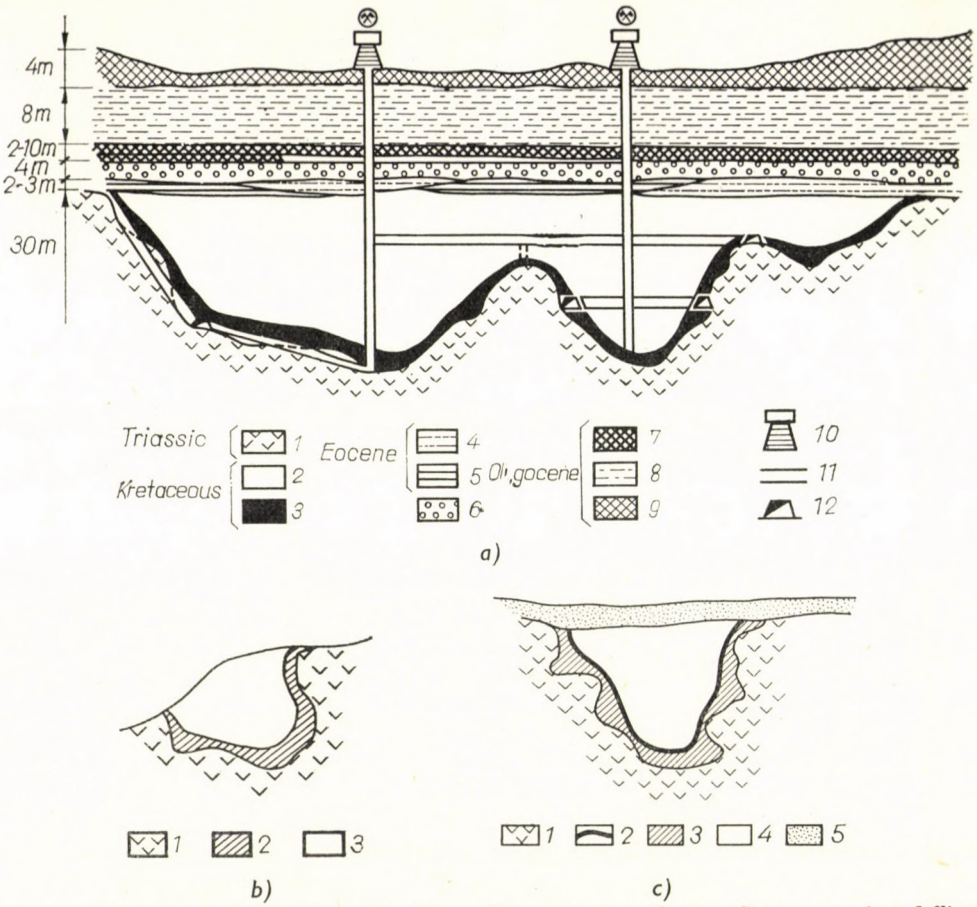


Fig. 2. Types of dolines containing flintclay. *a)* Triassic: 1. Dolomite; Cretaceous; 2. red flintclay, 3. white flintclay; Eocene: 4. clayey sand, sandstone; 5. redeposited fireclay; Oligocene; 6. basal conglomerate and breccia, 7. redeposited fireclay, 8. brown micaceous sandstone, 9. typical Hárshegy Standstone. 10. shaft, 11. cross entry, 12. entry. *b)* 1. dolomite, 2. white flintclay, 3. red flintclay. *c)* 1. dolomite, 2. contact between red and white flintclays, 3. white flintclay, 4. red flintclay, 5. sand and loess

The karsted surface is uneven with mounds and depressions of 20 to 30 m amplitude. Whereas in the karst areas of the Balaton Highland funnel-shaped forms are the rule, such forms are rare in the Pilis Mountains. Large dolines of 3000 to 4000 sq.m. area with a more or less rolling bottom topography are rather frequent. No collapse features have been recognized. The

Fig. 1. Geological map and profiles of the Pilis flintclay deposits. Upper Oligocene: 3. clay and sandstone; Middle Oligocene: 4. Kiscell clay; Lower Oligocene: 5. yellow micaceous sandstone and Hárshegy Sandstone, 6. redeposited flintclay; Holocene: 1. flood plain sediment; Eocene-Lower Oligocene; 7. abrasion conglomerate; Cretaceous: 8. flintclay; Triassic: 9. Dachsteinkalk, 10. Hauptdolomit; Pleistocene: 2. loess and wind-blown sand; 11. measured fault; 12. hypothetical fault; 13. dip of strata.

shape of the dolines does apparently not depend on whether the rock in which it is sculptured is dolomite or limestone, even when the dolomite is pulverulent and the limestone comparatively compact. Mushroom shaped ground plans are rather frequent. Mining has disclosed big salients and sudden embayments.

The geological section of the Water Shaft under exploitation, and the morphological types of the doline-ruins of the eroded area are shown in Figs

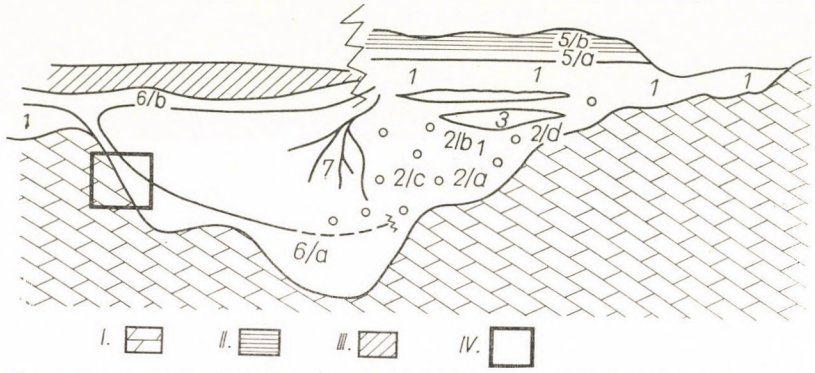


Fig. 3. Constituents of the flintclay deposit. I. dolomite, 1. red flintclay, 2/*a*—*d*. segregation centres (oolites, pisolites), 3—4. segregation lenses. 5/*a*. terminal member. II. 5/*b*. thin-layered quartzite, 6/*a*—*b*. white (whitish-grey) flintclay, 7. fissure filling kaolinite. III. brown coal or lignite. IV. Part enlarged in Fig. 4

2*a, b, c*. The line of contact between red and white flintclays in the doline follows more ior less the simplified contour of the doline (Fig. 3).

The dol ne clays are directly underlain by altered, pulverulent dolomites. The depth of pulverulent alteration is still unexplored. Around the Water Shaft at Pilisvörösvár it has been exposed to some 7 m depth. Pulverulence varies in intensity: in places the dolomite falls apart into a "sand" or dust, in other places it forms a hard, angular debris.

The footwall dolomites have been locally stained yellow or red (purple) by infiltrating iron compounds. The fissures contain ferruginous coatings and filling.

The footwall is of the following chemical composition:

SiO_2	1.64%	CaO	22.75%
TiO_2	trace	K_2O	0.00
Al_2O_3	12.48%	Na_2O	0.00
Fe_2O_3	4.90%	P_2O_5	0.25%
FeO	0.00	$-H_2O$	1.52%
MnO	0.10%	$+H_2O$	7.06%
MgO	15.56%	CO_2	34.19%

In the Pilisvörösvár—Piliscsaba flintclay area, the footwall consists of Upper Triassic dolomites, while in the rest of the Pilis Mountains Dachstein-

kalk is also encountered in places. The flintclay and the underlying carbonate rock are in direct contact everywhere: there is no intermediate layers of *primary* deposition like the greenish residual clays at Makhtesh Ramon, Israel, the carbonate-rich breccias at d'Oillières, France, or the conglomerates and sandstones in Missouri, USA. Although the aforementioned layer localities are not thick, they are believed to be of a decisive importance for certain epigenetic processes (Fig. 4).

At the contact of dolomite and doline clay, nodes and thin layers of gibbsite and scarbroite have been observed. Gibbsite nodes and ferruginous

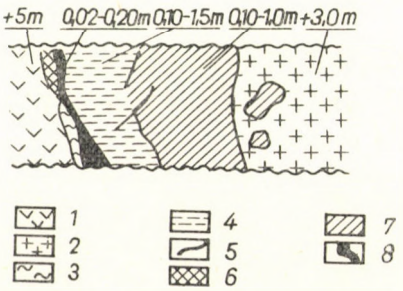


Fig. 4. Emplacement of the secondary formations fringing the doline (area shown in Fig. 3). 1. pulverulent dolomite, 2. red flintclay, 3. gibbsite, 4. yellow flintclay, 5. ferruginous fissure-fill, 6. scarbroite, 7. greyish-white flintclay, 8. ferruginous crust

crusts on the margins of the doline clays have been encountered in a number of places in the Pilis Mountains as well as in Cserszegtomaj locality in Transdanubia [2]. Similar high purity gibbsite nodes had been produced also by the oxidation and leaching of the upper pyritic clays of the Bakony Mountains bauxite deposits [1].

The dolines bear, at the dolomite-fireclay contact, a ferruginous crust of varying thickness, but nowhere exceeding 20 cm. Its colour varies from light yellow to a dark reddish brown. It is locally hard, compact and earthy or pulverulent elsewhere.

The ferruginous crust has the following chemical composition:

SiO_2	11.72%	CaO	0.19%
TiO_2	1.30%	K_2O	0.39%
Al_2O_3	11.31%	Na_2O	0.32%
Fe_2O_3	58.15%	$-H_2O$	1.87%
FeO	0.35%	$+H_2O$	13.88%
MnO	trace	CO_2	0.33%
MgO	0.03%	P_2O_5	0.02%

The ferruginous crust of the doline surface is a typical product of Mesozoic karst processes. It is noteworthy that while the reddish brown crust of the Bakony Mountains karst surfaces contains a considerable amount of manga-

nese, in the Pilis Mountains samples taken by the authors no manganese has been found.

The third layer of the footwall is yellow, whitish-grey flintclay. Its part facing the ferruginous crust is yellow, that facing the overlying flintclay is white or whitish-grey. This primary colour pattern is in many places completely obscured by ferruginous impregnation. In such cases the whole clay sequence is yellow.

Iron-stained yellow clay has two varieties. The one to the ferruginous crust is completely impregnated by the yellow stain, in other places the yellow stain appears as a fissure coating. If the lumps thus coated are broken, their interior is found to be uniformly white or whitish-grey.

The thickness of the whitish-grey flintclays varies from 0.15 to 3.2 m. A bed 2 m thick may abruptly shrink to a few centimetres, to swell again to 1 or 2 m just as abruptly. Flintclay is thickest at the bottom of the doline, particularly if the latter is flat and large.

The core of the doline filling consists of red flintclay. The contact between white and red flintclay is sharp.

In the border zone of the red clay concretions of varying size, corresponding in substance to white flintclay, are found ranging in size between a nut and a child's head.

The contact between the concretions and their matrix is also sharp.

It was observed in a number of places that the white concretions containing varying amounts of kaolinite and boehmite as well as the brown, hematitic, concretions become more abundant upwards.

In the upper part of the Nagy Dolina there are large syngenetic, variegated (redpurple-grey) stocks or elongated lenses, containing only kaolinite (Fig. 3).

The final member of the succession is a lamellar (fancy-cake-like) siliceous sediment abundant in boehmite and kaolinite. Its original thickness cannot be determined on the rags left over by subsequent erosion.

The flintclay shows no stratification. The lenses at the top of the doline may dip 1 to 2°.

The eroded surface of the flintclays is in some places directly overlain by Eocene lignite or young (Pleistocene-Holocene) lignite. In this case there is a whitish-grey coat of clay also at the top (below the lignite bed).

Mineralogic composition of the deposits

a) Minerals of the red flintclay. As shown by X-ray diffraction, DTG and DT analyses, the unstratified red clay, making up the bulk of the deposit, consists of kaolinite-T, boehmite, hematite, chlorite, sometimes accompanied

by an amorphous mineral. The percentages of these minerals in samples taken from various parts of the deposit have the following ranges:

	weight percent
kaolinite-T	30 to 40
boehmite	25 to 35
hematite	20 to 30
chlorite	5 to 10

In Fig. 5*a*, *b* the X-ray diffraction patterns of two types of red clay have been presented.

Chemical analyses of red clays from the Vizesakna:

SiO_2	31.37%
Al_2O_3	27.47%
Fe_2O_3	25.89%
FeO	0.53%
TiO_2	1.05%
MnO	trace
CaO	0.17%
MgO	0.39%
Na_2O	0.11%
K_2O	0.74%
$-H_2O$	1.71%
$+H_2O$	10.51%
CO_2	trace
P_2O_5	0.01%
Total:	99.95%

b) The (greyish) white flintclay underlying the red clay (Fig. 2*b*, *c*) essentially consists of kaolinite-T with small amounts of chlorite as an accessory (Fig. 5*c*, *d*). A striking feature of this kaolinite is that although the reflexions $d_{111} = 4.18$ Å and $d_{1\bar{1}\bar{1}} = 4.13$ Å indicate high degree of crystallinity, they are substantially weaker than the reflexions of kaolinite standards. Derivatography revealed in sample No 874 (Fig. 5*d*) 77 per cent kaolinite, 5 per cent chlorite and 3 per cent H_2O^-, the rest being probably amorphous.

Chemical analyses of white and greyish-white flintclays from the Pilis Mountains:

	Piliscsaba		Pilisvörösvár		Pilisszentiván	
	lower	upper	lower	upper	lower	upper
	%		%		%	
SiO_2	35.30	49.30	34.50	44.97	34.50	44.06
Al_2O_3	32.08	47.09	30.30	42.14	30.59	44.10
TiO_2			2.08	2.54		
Fe_2O_3	1.73	11.14	0.15	9.35	0.89	16.65
CaO	0.10	2.74	0.38	31.51	1.49	12.52
MgO	0.18	0.20	0.14	5.50	0.11	1.23
L.O.I.	13.08	15.30	12.20	16.20	14.45	20.08

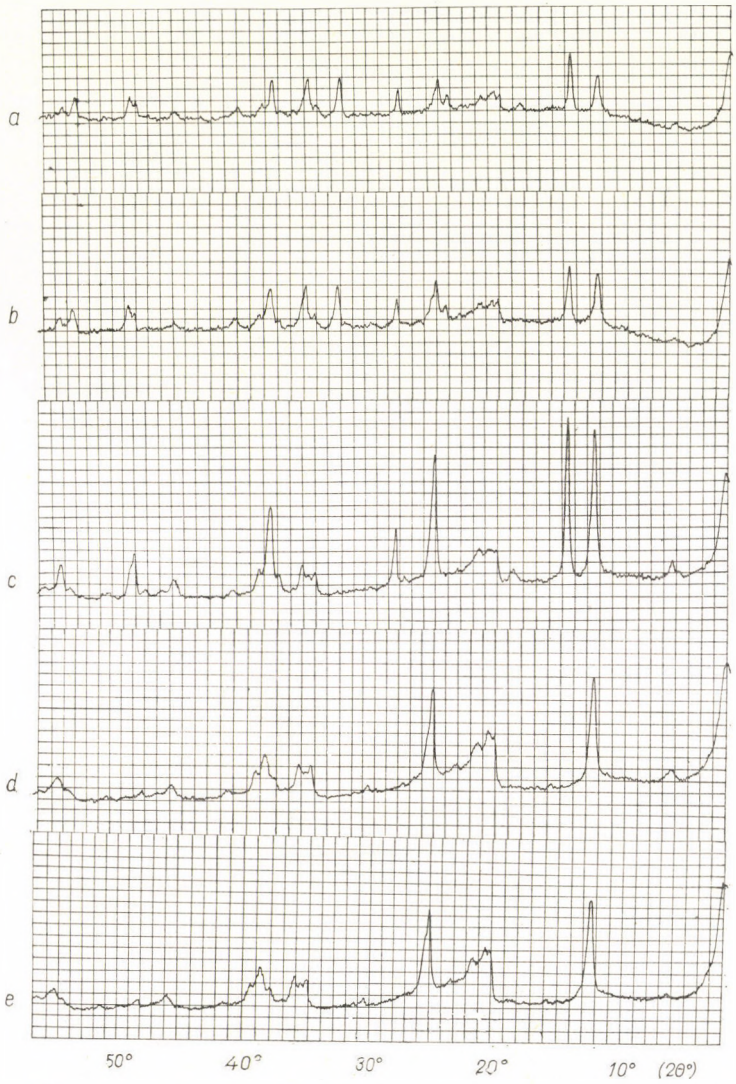


Fig. 5. X-ray diffraction graphs of various flintclay types: *a—b* = red flintclay (Pilisvörösvár), *c* = the same, treated with hydrochloric acid, *d* = white flintclay (Pilisvörösvár), *e* = white flintclay (Nagykovácsi)

c) The mineralogical composition of the inclusions occurring in the red clays is characterized by the absence of some of the above-named components or by the enrichment of one of them. These inclusions mostly white, less often yellow and purple, whose arrangement in the flintclay bed is shown by Fig. 3, are of the following types:

1. One component (usually hematite) is absent, the other two being present in unchanged proportions.

2. Hematite is absent and kaolinite is enriched at the expense of boehmite.

3. Hematite is absent and boehmite is enriched at the expense of kaolinite.

4. Two components are absent; the inclusion practically consists of kaolinite.

5. Two components are absent; the inclusion is almost pure hematite (Fig. 6).

Some X-ray diffraction graphs of such inclusions are shown in Fig. 6. Diagrams *a*, *b* show a pure kaolinite, whereas in samples *c*—*f* the boehmite/kaolinite is gradually shifted towards more boehmite. Observed ranges of abundance are 90 to 30 per cent for kaolinite and 0 to 60 per cent for boehmite. Derivatography has shown the white inclusion to consist of 79 per cent kaolinite, 13 per cent boehmite, and 7 per cent chlorite.

d) The red ferruginous crust developed between the flintclay and the dolomite and the 2 to 3 cm thick white band were found to be highly varied in mineralogical composition. When proceeding from the flintclay toward the dolomite, first a red-purple crust is encountered, in some parts of which boehmite is markedly enriched at the expense of kaolinite (Fig. 7). The chief mineral of this ferruginous crust is hematite. No oxidehydroxidic iron mineral is encountered. Beneath the ferruginous crust there is a 2 to 3 cm thick band of white, fibrous crystals largely consisting of a mixture of gibbsite and hematite (Fig. 7*a*), but locally of pure (most 100 per cent) gibbsite (Fig. 7*b*). Gibbsite is always markedly pulverulent. Wherever the white substance is hard and compact, it includes the mineral scarbroite $Al_2(CO_3)_2 \cdot 12Al(OH)_3$, either mixed with gibbsite or alone (Fig. 7*d*). Description of the mineralogical characteristics of this extremely rare mineral will be given in a separate paper. X-ray patterns (Fig. 7*e*) have revealed no mineral other than dolomite (not iron mineral, either !) in the various stained types (black, red, purple, brown) of the dolomite rock but a remarkable diffuse ring appeared on every diagram; it may be due, as suggested by the chemical analyses, to an Al-rich, amorphous substance.

The origin of flintclay (and bauxite)

The structure and mineralogical composition of the flintclay deposit as well as its extremely fine and uniform grain size have led us to the conclusion that the flintclay (bauxite) at Pilisvörösvár is allochthonous.

This conclusion may be substantiated by the following arguments.

1. Distribution and mineralogical composition of the inclusions. The inclusions in the red flintclay largely occur — as discussed above — singly at the middle and lower levels, but they are concentrated into "lenticular bodies"

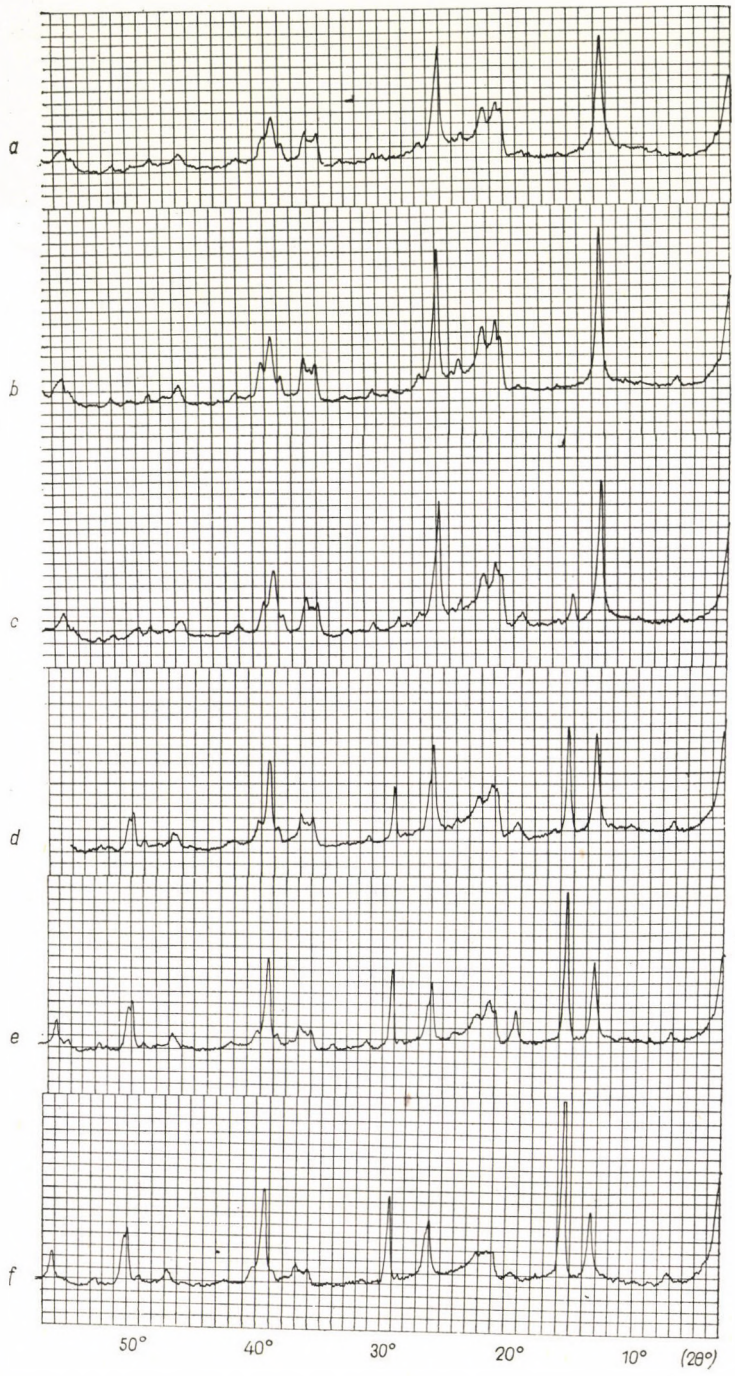


Fig. 6. X-ray diffraction graphs of inclusions of red flintclay

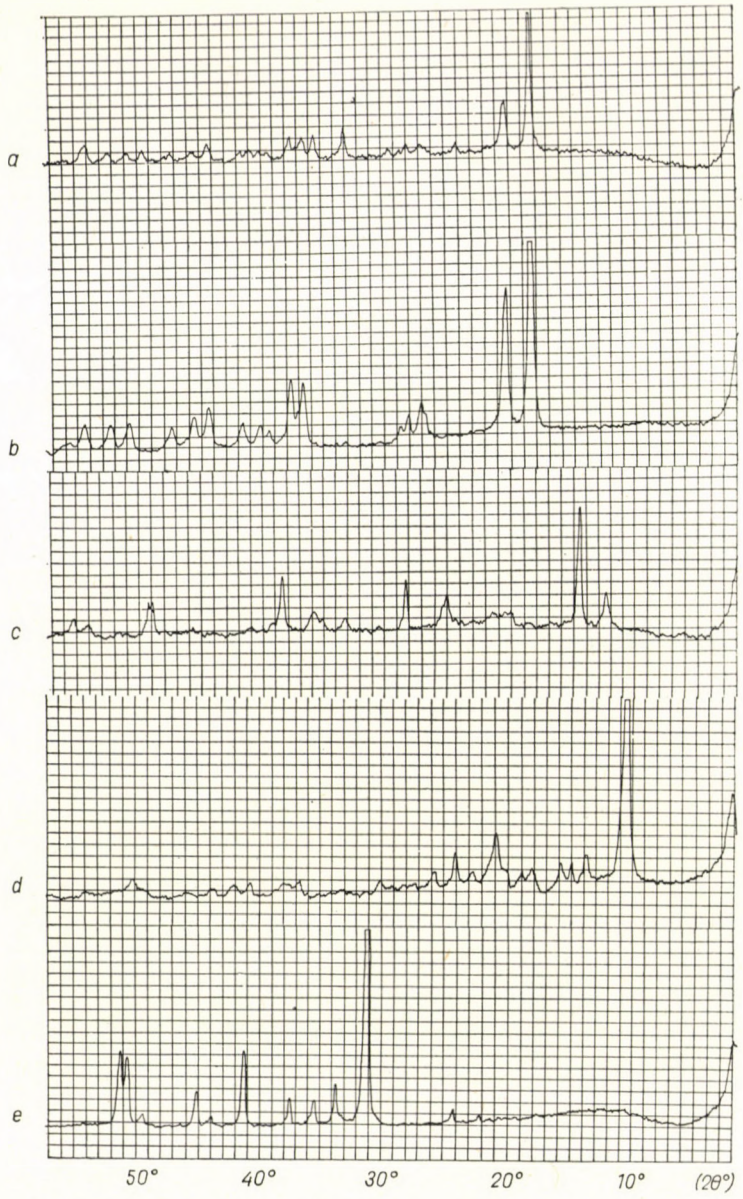


Fig. 7. X-ray diffraction graphs of the ferruginous crust: *a* = average type of white band, *b* = pure gibbsite, *c* = reddish-brown crust, *d* = scarbroite, *e* = dolomite

higher up in the profile. They are mostly low in hematite and high in kaolinite and boehmite. In some cases concentric growth can be established. It can often be observed that these white inclusions extend spiral or variously curved excrescences into the flintclay groundmass (Fig. 11). These suggest a one-

time whirl-pool-like notion of the medium out of which the inclusions had been formed. This means beyond all doubt that the inclusions and the flintclay in contact with them had achieved their definite composition before the system was completely consolidated. The only possible explanation of these phenomena is a colloidal segregation subsequent to the thickening and drying up of the suspension. In the case of the upper "schlieren"-like inclusions this mechanism was combined with a supply-controlled differentiation. It should be noted that in a suspension prepared in the laboratory which consisted of kaolinite, dust of lead chromate, and water, a process of segregation altogether analogous to the aforementioned mechanism could be included by drying the suspension. After slow drying, the lead chromate grains uniformly distributed at first, and were found to form globular inclusions of 2 to 3 mm diameter in the hardened kaolinite.

2. The horizontal range of the changes in the mineral composition of the upper part of the deposit. It is noteworthy that the white concretions become more abundant in the upper third of the deposit; indeed, they form lenticular concentrations there (Figs. 3, 4). In addition, the red clay grades upwards into an altogether hematite-free member, whose composition was established by derivatography as 56 per cent kaolinite, 32 per cent boehmite, 4 per cent gibbsite, 4 per cent chlorite, 4 per cent H_2O^-. Above this layer, containing the allitic mineral boehmite and gibbsite, there follows a hard bed composed of quartz (80 per cent), kaolinite (10 per cent), and a substance amorphized from illite (10 per cent). The geometry of the deposit proves beyond doubt that all these layers were formed during a single sedimentation cycle, so that the changes in mineralogical composition are to be ascribed to changes in the source area of the material that came to be transported and deposited here. Consequently, an allochthonous origin of the materials has to be admitted.

3. There are differences in chemical composition between the red flintclays of the Nagy Dolina, on the one hand, and of the near-by Vizesakna, on the other. Though megascopically quite similar, the two red clay deposits, some 200 m apart, are mineralogically different, as the red flintclay of the Vizesakna is devoid of boehmite, whereas that of the Nagy Dolina is not. This fact cannot be explained by the assumption of autochthonous bauxitization in the Nagy Dolina and of a different process in the Vizesakna. What we prefer to suppose is that the doline of the Vizesakna first began to fill in a period when, possibly as a result of changes in topography, mainly kaolinite and hematite were being transported. Such peaks of kaolinite concentration are encountered also in the upper layer of the Nagy Dolina.

Source area of flintclay

Irrespective of the autochthonous or allochthonous origin of the deposit, four different mechanisms of doline-filling can be in principle envisaged:

1. Accumulation *in situ* of the insoluble products of weathering of underlying dolomite.

2. The insoluble residue of dolomites (or limestones) weathered elsewhere was transported into the doline and changed into bauxite there.

3. Dolomites (or limestones) were eroded and bauxitized in a faraway region; the allitic siallitic minerals accompanied by hematite then reached their present emplacement in the form of colloidal suspensions.

4. The actual minerals of the flintclay deposit were imported, as above, from a faraway area, which could — as suggested by the geological evidence — however, have been the crystalline area north of the deposit and being in the course of an emersion at that time.

Alternatives 1 and 2 are, in point of fact, of an autochthonous origin which, as shown in the preceding paragraph, does not fit the feature of the Pilisvörösvár flintclay. For this reason, only alternatives 3 and 4 have to be considered in more detail.

Alternative 3 is very probably geological, for the following reasons.

As a result of Cimmertian tectonism, parts of the Triassic dolomite and Dachsteinkalk region had substantially uplifted and underwent intense weathering. These carbonate sediments contained siallitic matter, in the form of clayey-marly intercalations in sufficient quantities to serve as a source of bauxite formation.

Still even though the above line of thought tempts one to accept alternative 3, some peculiar mineralogical features of the deposits described above have induced us to ascribe an even greater probability to alternative 4.

Investigations on samples of seven clayey layers of the Dachsteinkalk near Dorog detected intensely degraded expanding (2 : 1), smectite minerals only, and possibly some kaolinite; chlorite, typical and common at Pilisvörösvár, was absent there. Since a diagenetic formation of chlorite in the Pilisvörösvár flintclay, in the given geological environment, is out of question, the occurrence of this mineral in the flintclay suggests a source in the crystalline area.

This assumption is borne out by the fact that this substance has nowhere been found in flintclays overlying the Triassic either in the southeast foreland of the Buda and Pilis Mountains, or in the boreholes of the Városliget (City Park in Budapest), Őrszentmiklós, Bugyi, Gödöllő, let alone in the Tótkomlós borehole, much farther south.

This state of facts refutes the "fossil loess" hypothesis put forward by VADÁSZ [12] for the origin of the Gánt bauxite, according to which a

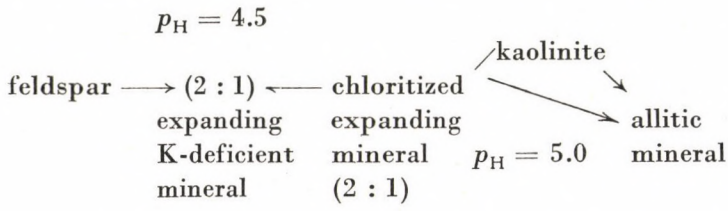
product of lateritic weathering of the Velence Granite Pluton, transported by the winds, should have accumulated at Gánt. Moreover, the pyroclastic source proposed for the flintclays of Israel [3], also seems untenable.

Process of formation of the Pilisvörösvár flintclay and bauxite

As was suggested above, but not definitively established as yet,* the source of the Pilis flintclay was a crystalline area exposed north of the Börzsöny—Romhány line. To substantiate this hypothesis, let us mention that the highly crystalline kaolinites occurring in the vicinity of Romhány — also derived from a source to the north — locally also contain some boehmite. And we believe that these favourable conditions subsisted up to the Miocene in this area.

Of course, we are in no position to decide whether the crystalline rocks were bauxitized directly, a single phase, or through a siallitic phase, *e.g.* a phase of kaolinite. At any rate, the resultant mineral assemblage suggests that the acid p_H of weathering under a tropical climate gave rise to highly crystalline, but very fine-grained kaolinite-T and boehmite. Under these conditions the iron content of the rock was removed by the surface drainage system and then precipitated as fine-grained hematite in an oxygen-rich environment. As the p_H is still low in this phase, the SiO_2 contained in the rock is little mobilized; the carbonates are absent for similar reasons. This genetic interpretation opposes bauxite to the common clay which contains (2 : 1) minerals, quartz and $CaCO_3$ rather than kaolinite (NEMECZ 1967).

Bauxitization, whether directly from feldspars or through phyllosilicates, always involves the following succession of alteration:



Accordingly, below $p_H = 4.8$ (isoelectric point of gibbsite) no free Al-mineral is formed; the Al-polymer enters the interlaminar space of the expanding (2 : 1) mineral ("anti-gibbsite effect"). It is in this p_H range that iron is leached from the rock and the Al-silicates (feldspar, phyllosilicates)

* Because our decision as to the choice of alternative 4, based on the absence of chlorite in the marls enclosed in the Upper Triassic limestones and dolomites, may be modified by further analyses.

change into kaolinite. An increase of the p_H above 4.8 may hinder the formation of an allitic mineral and desilification, so that the chloritized or smectite minerals are broken down first and the more resistant kaolinite in the end. According to this theory, bauxitization is a process taking place in two stages: breakdown (leaching) at a p_H below 4.8 on the one hand, and precipitation of Al—Fe minerals at p_H above 4.8 on the other. The two stages may be separated by a phase of transport, either in solution or — in our case — rather in suspension, owing to precipitation in the wet transporting medium. During this process, varying amounts of residual kaolinite enter the system, and although attacked by leaching (see rounded forms in the electronmicrograph, Fig. 10), the kaolinite does not vanish entirely.

The increase of p_H, necessary for the formation of allitic minerals, is believed to be due to the passage of the transporting water through an area of carbonatic rocks: the dissolution of such rocks may have brought about the increase in p_H. As regards the alkaline p_H, needed for the second stage of bauxitization and being provided by a carbonate basement, this hypothesis has already been advanced by some Hungarian authors (SZÉKY-FUX—SZEPESI 1959). This hypothesis offers a rational explanation for the fact that all accumulations of bauxite are restricted to carbonate-rock areas; moreover, a karst topography is obviously suitable for "trapping" bauxite and for subsequent protection against erosion.

The ancient stream that carried an extremely thin suspension of boehmite, kaolinite, and hematite flowed into a rather dissected system of lakes on an extensive karst area that included what is now Pilisvörösvár (Fig. 8).

After the coarser particles were laid down at the mouth, the water-still in motion, owing to evaporation over the vast lake surfaces, carried the finer grains farther offshore. Because of the extremely small grain sizes, however, settling was a slow process, and though the suspension on the lake bottom thickened, sedimentation went on, no sharp line of deposition could evolve, as in dependence on the rate of deposition and supply, the suspension showed a continuous and uniform decrease in density up to the surface, a phenomenon due to the almost uniform grain size. As a result of steady evaporation and supply, the suspension becames more and more concentrated and viscous and a condensed substance finally resulted. The phenomenon is conceived as a process of evaporation similar to the formation of salt, but here a colloidal solution is evaporated, instead of an ionic one.

All these conditions have had the following consequences: *a)* lack of stratification, *b)* appearance of concretions due to segregation processes asso-

* The fact that in flintclay all iron is confined to hematite, indicates that even the precipitation of iron may have taken place at a p_H of about 7 environment, as water of such p_H, of about 7 environment, as water of such p_H, exposed to air, has an E_h of 0.81, a value at which all Fe(II) is oxidized into Fe(III).

ciated with the drying of the suspension, *c)* lateral continuity of peculiar traits of the mineral composition.

The possible deposition of bauxites from colloidal suspensions has been suggested by a number of Hungarian workers (BÁRDOSSY, 1961, BOLDIZSÁR, 1948, KISS, 1965).

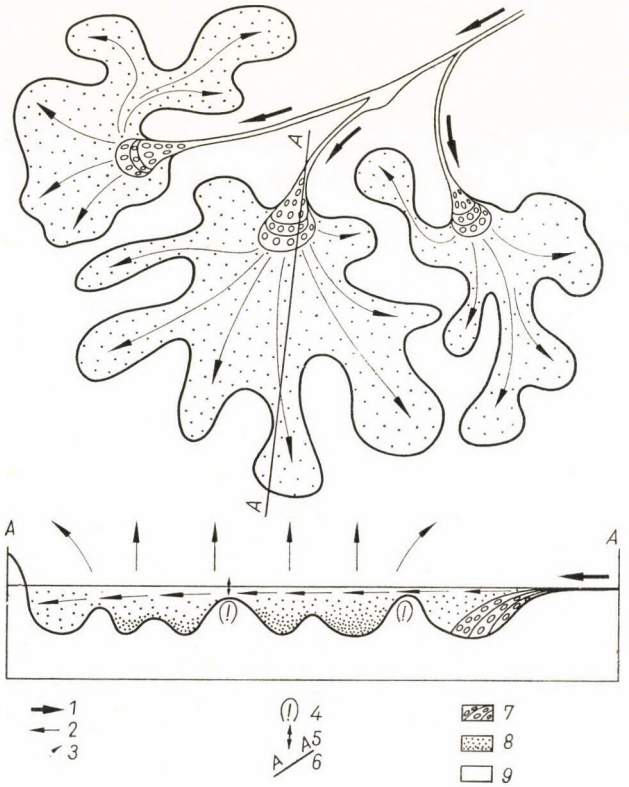


Fig. 8. A model of flintclay (bauxite) genesis.
1. ancient stream, 2. directions of flow in lakes, 3. intense evaporation, 4. karst barriers, or changes in water level, 6. profile line, 7. alluvial fan (cone), 8. clay, bauxite, 9. dolomite 5. limestone footwall

Post-depositional changes in the flintclay deposit

Distinct changes can be recognized along the flintclay-dolomite contact, in a zone following the outlines (contours) of the one-time karst depression, though not strictly parallel to it. The original, red flintclay grades first into a light-grey variety, which is followed by a thinner "ferruginous crust" and

a 2 to 3 cm thick white band, mainly consisting of gibbsite. The mineral composition of the altered zone — already discussed in connection with the mineralogy of the deposits — is chiefly characterized by the fact that the white-grey flintclay lacks boehmite and hematite, being largely composed of kaolinite, plus some chlorite, the rest being amorphous. The essential minerals of the ferruginous crust is hematite, locally associated with some boehmite. In the white, outer zone gibbsite and scarbroite predominate, mixed with hematite.

Since all observations prove that the red flintclay fill of the doline was primarily in direct contact with dolomite, the formation of white flintclay and the development of the ferruginous and gibbsite crusts must be ascribed to a post-depositional process of leaching and precipitation.

During this process, boehmite and hematite, originally present in the white flintclay zone, were dissolved and/or partly washed out: first hematite and later gibbsite and scarbroite, was precipitated from the iron-and-aluminium bearing solution. The precipitation of each component was imperfect, however, as both iron and aluminium could penetrate in solution into the dolomites, to precipitate there as an amorphous substance (Fig. 7*e*).

It is believed that this leaching water may have circulated in underlying dolomite. This is supported by the following facts and observations: the red flintclay is essentially impervious and the contact between the white and red flintclay is sharp, non-horizontal. The underlying dolomite is markedly pulverulent, porous in some 5 m thickness, so that the water infiltrated from the surface could easily move in it. In the geologic past the composition of this water may have greatly varied. For some time a coal swamp existed above the deposit; from it acid ground-waters entered the flintclay; later on, karst waters surrounded the deposit. Changes in ground-water level caused changes in the direction of ground-water movement. Whenever ground-water moved from the dolomite towards the flintclay a process of dissolution took place in the waterlogged portion of the latter; in the opposite case the emigrating solution precipitated its contents at the dolomite contact. This may have been done both by changes in p_H and selective adsorption (chromatographic effect). The process converted the boehmite-bearing, red flintclay into commercial, white fireclay.

Bleaching was observed by BÁRDOSSY also in the Bakony Mountains bauxites, near Szőc and Nyírád; the phenomenon was largely confined to depressions of the dolomite surface. He found rust-red, clayey bauxite to be replaced by light bauxite types varying in colour from yellowish-white through ochre to pale violet. The chemical composition of the bleached bauxite of the Szőc deposits: Al_2O_3: 32 to 44 per cent, SiO_2: 32 to 39 per cent, Fe_2O_3: 6 to 14 per cent, L. O. I.: 13 to 15 per cent. At the Nyírád deposit bleached bauxite gave Al_2O_3: 38 to 46 per cent, SiO_2: 28 to 38 per cent, Fe_2O_3: 2 to 10 per cent, L. O. I.: 13 to 15 per cent.

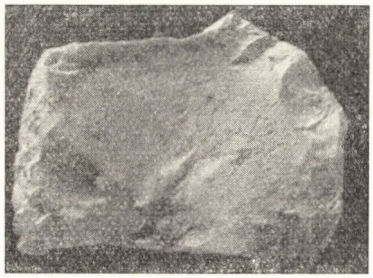


Fig. 9. Flintclay of splintery fracture



Fig. 10a. Electron micrograph of red flintclay

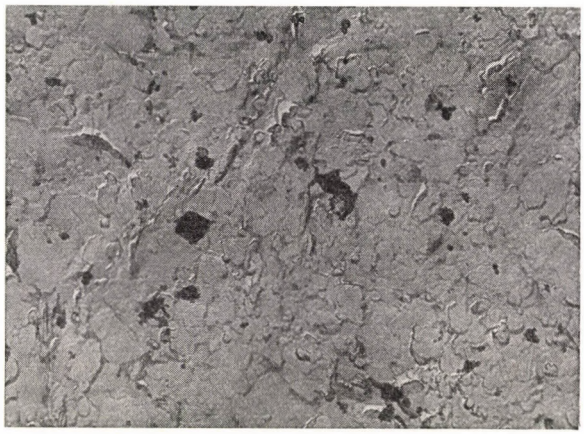


Fig. 10b. Electron micrograph of red flintclay



Fig. 10c.

Electron micrograph of red flintclay



Fig. 11. A typical concretion

The soft bauxite type, greasy clayey to the touch and devoid of pisolites, locally reaches down to the dolomite. In other places there is at the foot-wall contact a 30 to 15 cm thick ochre bauxite-bearing clay. It is soft, plastic when wet, laminar, of greasy lustre and touch and rich in dolomite fragments of 1 to 2 cm size [1]. It should be noted that lamellar, plastic clays, fringing beds of bentonite, fireclay, etc., occur in other localities, too, as a result of water-uptake after deposition and burial. Their development is largely promoted by tectonism, as suggested by the broken up dolomite and the plication of clays in the dolomite. So far no lamellar, plastic clay could be observed in the Pilis dolines.

Commercial fireclays occur also among redeposited clays in secondary sites. In these, however, boehmite has but seldom been encountered, which suggests resilification by percolating solutions.

REFERENCES

1. BÁRDOSSY, GY.: A Szőc és Nyírád környéki bauxit (Bauxite in the vicinity of Szőc and Nyírád). MÁFI Évkönyv. **46,** III, 1957.
2. BÁRDOSSY, GY.: Adatok a cserszegtomaji kaolinos agyag ismeretéhez (Contribution to the knowledge of the kaolin-bearing clays of Cserszegtomaj). Földt. Közl. **89,** 374—380, 1959.
3. BENTOR, Y. K.: The clays of Israel. Guide-book to the excursions. The International Clay Conference, Jerusalem, Israel, 1966.
4. DUFFIN, W. J.—GOODYEAR, J.: A thermal and X-ray investigation of scarbroite. Min. Mag. **32,** 353—362, 1960.
5. GALPIN, S. L.: Studies on flint clays and their associates, Trans- Amer. Ceramic Soc. 14.
6. KELLER, W. D.—WESCOTT, J. F.—BLETSOE, A. O.: The origin of Missouri fire clays. The Second National Conference on Clay and Clay Minerals. Washington. 1954.
7. MILLOT, G.: Géologie des argiles. Masson, 1964.
8. NEMECZ, F.: Agyagásványok képződési folyamatai különös tekintettel a hazai előfordulásokra (Clay-mineral-forming processes with special reference to deposits in Hungary). (Manuscript). 1—202, 1967.
9. NICOLAS, J.—ESTERLE, M.: Position et âge de la bauxite karstique d'Ollières (Var). Présence de gasotropodes dans la bauxite de Mazaugues (Var). C. R. Hebdomadaires des Séances de l'Acad. des Sciences, Paris. 260, 1965.
10. OTIS, M.—CLARKE, J.: The formation of bauxite on karst topography in Fufalia district, Alabama and Jamaica, West Indies. Econ. Geol. **61,** 1966.
11. VADÁSZ, E.: Magyarország földtana (Geology of Hungary). Akadémiai Kiadó. Budapest, 1960.
12. VADÁSZ, E.: Bauxitföldtan (Geology of bauxites). Akadémiai Kiadó, Budapest, 1951.
13. VARJÚ, GY.: A pilisi töböragyag (tűzállóagyag) teleptani viszonyai, árvány-kőzettani és technológiai jellemzői [Features of accumulation, mineralogical, petrographic, and technologic characteristics of the Pilis Dolina Clay (fireclay)]. Bányászati Kutató Intézet Köz **II,** 133, 1957.

О СВЯЗИ МЕЖДУ ОБРАЗОВАНИЕМ ФЛИНТКЛЕЯ И БОКСИТОВ В ГОРАХ ПИЛИШ (МОДЕЛЬ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ)

Э. НЕМЕЦ—ДЬ. ВАРЮ

Резюме

На основании изучения минералогического и химического составов и условий залегания красных глин, выполняющих воронки Надь Долина и Визешакна в районе с. Пилишвёрёшвар, авторы рассматривают понятие и генетику флинтклея. В последнем, наряду с каолинитом в некоторых случаях в значительном количестве представлены аллитовые минералы (в данном случае — бёмит) и гематит, что свидетельствует о том, что образование флинтклея и карстовых бокситов представляет собой тесно связанные между собой процессы.

Оба образования считаются аллохтонными, так как вещество поступало на место накопления в виде негустой суспензии, состоявшей большей частью из коллоидных минералов, меньшей частью из раствора. Отсутствие наслоения в скоплениях флинтклея

объясняется так называемым «механизмом испарения суспензий», создаваемым благоприятным сочетанием скоростей поступления суспензий, испарения и осаждения.

В залежи красных глин наблюдались интересные изменения, происшедшие после осаждения глин и приведшие к формированию зоны выщелачивания, расположенной более или менее параллельно древней доломитовой поверхности. Пульсирующие, перемывающие осадки растворы вынесли из упомянутой зоны бёмит и гематит, и оставили там лишь чистый каолинит. Таким образом, зона выщелачивания была отбелена. Вынесенные раствором алюминий и железо, поступая на контакт с доломитом, перешли в осадок в виде гиббсита, скарброита, аморфного соединения Al, а иногда в виде бёмита и гематита.

Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae Tomus 11 (4), pp. 477—489 (1967)

CONTRIBUTIONS A LA CONNAISSANCE DE LA GENÈSE DES BAUXITES HONGROISES

Par

GY. KOMLÓSSY

ENTREPRISE DE PROSPECTION DE BAUXITE, BALATONALMÁDI

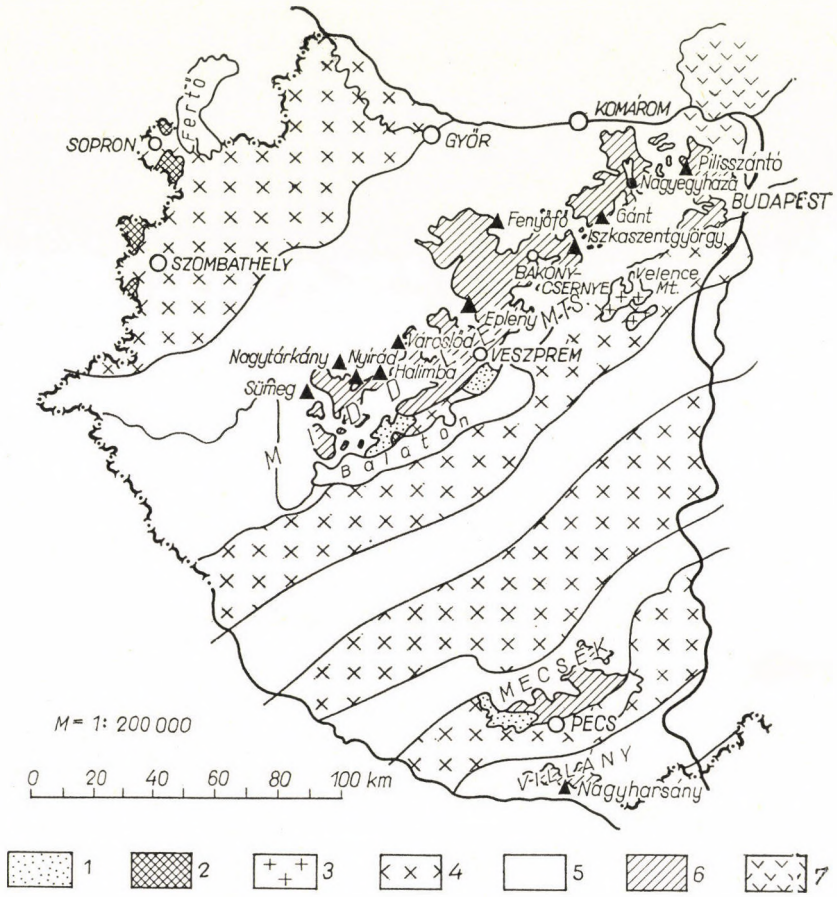
D'après une hypothèse élaborée par TUČAN (1912) et KIŠPATIČ (1912) la «terra rossa» est essentiellement identique au résidu insoluble de la dissolution au milieu acide des roches carbonatées. Toutefois, vu la faible quantité du résidu acide, à la localité bauxitifère d'Iszkaszentgyörgy en particulier, la majorité des géologues hongrois a rejeté cette hypothèse.

Cependant, sous un climat tropical ou subtropical, les roches carbonatées en voie de karstification et d'altération engendrent des milieux alcalins. Or les roches carbonatées macérées au laboratoire dans de tels milieux livrent beaucoup plus de résidu insoluble. Les roches carbonatées du Trias supérieur d'Iszkaszentgyörgy contiennent notamment: Al_2O_3 : 1,86%, SiO_2 : 0,63%, Fe_2O_3 : 0,42%. Ces valeurs sont en accord avec les analyses de série des dolomies de la vallée d'Aranyoskút. Ces valeurs moyennes nous indiquent que l'altération de genre latéritique d'une couche de roche carbonatée, épaisse de 50 m et étendue sur 100 km², pourrait livrer 320 à 500 millions de tonnes de bauxite. Les ions de Ca et de Mg des roches carbonatées sont lessivés sous forme d'hydrocarbonates accompagnés par une partie du Si (en fonction du p_H). Al, Fe, Ti et une partie du Si, résidués, composent des oxy-hydroxydes, hydroxydes, oxydes et minéraux argileux accumulés dans les dépressions de la surface karstique. Ces composés se tranforment en bauxite. C'est ce processus de remaniement qui fut responsable pour la composition minéralogique irrégulière de la bauxite. La bauxite serait donc un dépôt résiduel parautochtone. L'enrichissement de certains éléments de trace est également le résultat de l'origine résiduelle.

Concernant la genèse de la bauxite, E. VADÁSZ (1946, 1951, 1956) prenait position contre l'hypothèse de «terra rossa». A son avis, la «terra rossa», produit d'altération des roches carbonatées — c'est-à-dire, le résidu de dissolution de ces roches — fut insuffisant à constituer nos dépôts de bauxite. Compte tenu des analyses de TUČAN (1912) et de BRUGGER effectuées sur les résidus acides de calcaires et dolomies, E. VADÁSZ (1946) a trouvé que l'érosion d'une couche de dolomies épaisse de 1185 m (suivant la donnée de TUČAN) ou 8325 m (suivant la donnée de BRUGGER) aurait été nécessaire pour que le dépôt bauxitique d'Iszkaszentgyörgy se soit formé. D'ailleurs, ce serait un processus qui paraît peu probable aussi du point de vue de la durée, il prendrait de 250 à 580 millions d'années.

En 1960 BÁRDOSSY a effectué une évaluation statistique de toutes les analyses chimiques, faites jusqu-là des bauxites hongroises. Il en a déduit une hypothèse sur la genèse de la bauxite qui ressemblait à celle d'E. VADÁSZ. Il a envisagé l'accumulation d'une matière première, d'origine allochtone, qui a subi un processus de bauxitisation, c'est-à-dire de désilicification après

sa déposition. A son avis, cette dernière fut un processus autochtone, provoqué par des solutions alcalines descendantes qui ont transformé la kaolinite en hydroxydes d'aluminium.



Montagne Centrale de Transdanubie
Échelle = *1 : 2,000,000*

Fig. 1. Esquisse de structure profonde de la Transdanubie. (D'après E. R. Schmidt.) Légende; 1. Paléozoïque à la surface. 2. Roches métamorphiques à la surface. 3. Roches magmatiques intrusives à la surface. 4. Roches magmatiques intrusives et métamorphiques recouvertes par des couches tertiaires et quaternaires. 5. Sédiments mésozoïques recouverts par des couches tertiaires (et quaternaires). 6. Sédiments mésozoïques à la surface. 7. Roches tertiaires effusives

Depuis le Trias moyen jusqu'à la fin du Crétacé inférieur, la série mésozoïque de la Montagne Central de Transdanubie se compose surtout de sédiments d'une mer peu profonde dont la pauvreté en matières terrigènes indique une accumulation au large, loin de tout continent formé par le socle cristallin (voir: Fig. 2.).

On doit donc supposer que la zone du socle cristallin au S de la ligne du lac Balaton, fut aussi couverte par les sédiments carbonatés du Mésozoïque, ce qui est prouvé aussi par le fait que dans l'époque mentionnée tous les sédiments littoraux sont en contact avec des roches carbonatées: on ne reconnaît nulle part un rivage formé par les roches du socle cristallin. C'est cependant l'un des problèmes les plus discutés de la géologie hongroise. Mais après la confrontation des arguments et des contre-arguments, il est quand-même évident que la présence du socle cristallin à la surface au temps de la formation

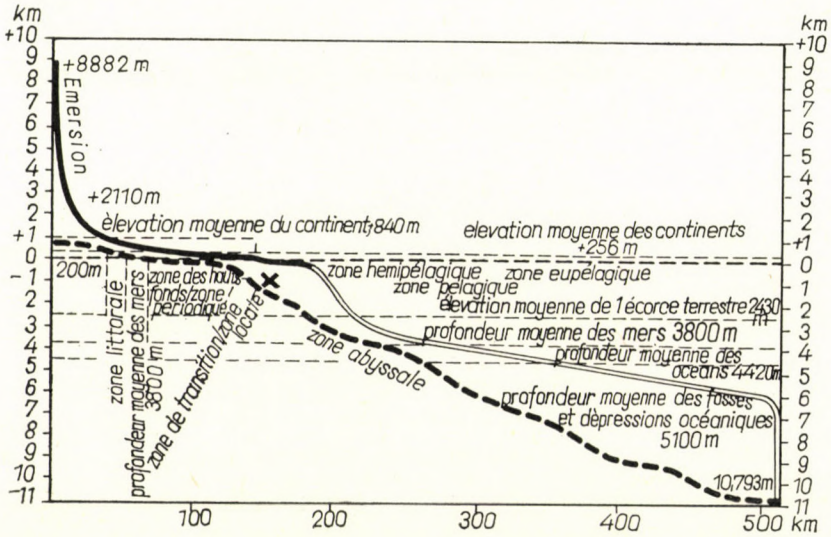


Fig. 2. Les zones géomorphologues de la surface de la Terre, avec les biozones marines et les zones de sédimentation (D'après E. Vadász.)

de la bauxite et, par conséquent la dérivation de la matière première bauxitique des affleurements cristallins est assez douteuse.

Si la matière première de la bauxite provient de la zone cristalline au S de la ligne du lac Balaton, il est bien difficile d'imaginer une zone d'accumulation longue de plusieurs centaines de kilomètres, perpendiculaire aux cours d'eau coulant de la zone cristalline vers le NW.

Il est improbable que pendant la longue durée de l'épisode bauxitique il ait été la fraction pélitique, c'est-à-dire la bauxite, qui arrivait seule au territoire de la Montagne Centrale de Transdanubie.

Parmi les éléments principaux de la bauxite, le fer et l'aluminium auraient dû subir, eux aussi, un transport de longue distance (20 à 40 km, voir Fig. 1), à travers une région de roches carbonatées engendrant des milieux alcalins où, en effet, ces éléments sont complètement immobiles (Fig. 5). Cependant,

dans la bauxite, l'aluminium et le fer atteignent un enrichissement triple par rapport aux roches ignées et métamorphiques.

Il n'y a pas de cours d'eau lents, presque stagnants dans les territoires de karst à cônes (Kegelkarst), ou dans les régions montagneuses, juvéniles ou maturées (JIMÉNEZ 1964), (Fig. 1, 2, 3, 4).



Fig. 3 Carriére «József» à Iszkaszentgyörgy

TUČAN et KIŠPATIČ ont désigné le résidu des roches carbonatées («terra rossa») comme matière première de la bauxite. Or, c'est un milieu alcalin, et non acide, que l'on peut exclusivement envisager sous un climat tropical-subtropical à la surface karstifiée des roches carbonatées, émergées au Crétacé au-dessus de la mer.

La pulvérisation de la dolomie augmente encore l'action alcaline; certains auteurs ont mesuré des p_H de 9 à 10. STEVENS et CARRON (1948) ont constaté des p_H de 8 à 10 en triturant dans de l'eau distillée de la calcite et de la dolomie. Leurs expriences sont en accord avec celles de SZÉKY-FUX et SZEPESI (1959).

Le Laboratoire Chimique de l'Entreprise de Prospection de Bauxite a déterminé les teneurs en $CaCO_3$, $MgCO_3$, Al_2O_3 ($R_2O_3-Fe_2O_3$), SiO_2 de 164 carottes de dolomie triasique, sondées dans la vallée «Aranyoskút» à Veszprém. La méthode d'analyse différait de la macération acide conventionnelle;

on ne déterminait pas la composition du résidu insoluble, mais celle de la roche entière à partir d'une préparation alcaline.



Fig. 4. Carrière «Kincses» à Iszkaszentgyörgy

Voici le tableau récapitulatif des analyses:

	Pourcentages de poids			Intervalle de fréquence max.
	min.	max.	moyen	
$CaCO_3$	52,00	70,00	—	53,00—55,00
$MgCO_3$	27,40	46,79	—	43,00—45,00
Al_2O_3	0,03	4,45	1,05	0,03—1,15
SiO_2	0,02	2,33	0,41	0,02—0,50
Fe_2O_3	0,09	1,08	0,29	0,09—0,50
Résidu insoluble	0,08	3,31	0,52	0,08—1,00
Perte au feu	54,31	56,63	—	—

Également en 1966, l'Entreprise de Prospection de Bauxite a fait analyser 22 échantillons de dolomie, calcaire, dolomie calcaire, calcaire dolomitique et dolomie marneuse triasique moyen et supérieur de Iszkaszentgyörgy dont les teneurs ressemblaient à celles des dolomies de la vallée «Aranyoskút».

Afin de vérifier ces résultats, nous avons fait analyser les échantillons de dolomie à teneurs élevées en Al_2O_3 aussi par l'Institut de Recherches de l'Industrie des Métaux; ce contrôle a confirmé nos analyses de base.

Alors, d'après les données analytiques, une tonne de roche carbonatée contient 10 à 18 kilos de Al_2O_3. (D'après l'hypothèse du résidu acide, il n'y en aurait que de 0,48 kilo !) Une tonne de bauxite de qualité moyenne d'Iszkaszentgyörgy contient 500 kilos d'Al_2O_3. C'est à dire qu'une tonne de bauxite pourrait se former par l'altération de 28,5 à 50 tonnes de dolomie.

Sur une superficie de 100 km², l'altération de 50 m de roches triasiques et jurassiques, pourrait donc livrer 5×10^9 m³ = $14{,}5 \times 10^9$ t de matière première (poids volumétrique de la dolomie: 2,9), ce qui pourrait donner 320 à 500 millions de tonnes de bauxite! Or, les observations géologiques prouvent que l'épaisseur des roches carbonatées érodées pendant les 40 à 45 millions d'années de la formation de nos gisements de bauxite a atteint plusieurs centaines de mètres!

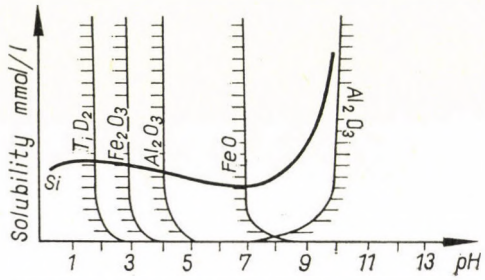


Fig. 5. La solubilité des éléments principaux de la bauxite, en fonction du p_H. (D'après Vinogradov et Krauskopf.)

En Hongrie, l'émersion au Crétacé inférieur (au Barrémien), puis celle au Crétacé supérieur (au Turonien) ont été suivies par des phases d'érosion très profonde. Presque partout l'érosion a atteint les divers niveaux du Trias.

La dolomie a subi une importante transformation structurale. Microcristalline à son origine, elle s'est recristallisée. La matière pélitique contenue dans la dolomie d'abord en dispersion fine, plus ou moins régulière fut repoussée hors des foyers en voie de macrocristallisation (Fig. 6, 7) Ainsi, déjà dans la dolomie intacte, la matière pélitique se sépara de la partie en voie de recristallisation; elle s'accumula sous forme de taches de plus ou moins grande taille, ou entoura en anneau la partie recristallisée (Fig. 8).

A l'avis de l'auteur, ce processus — qui précède et provoque aussi la pulvérisation de la dolomie — continue par la suite de telle façon que la roche

	Pourcentages de poids		
	min.	max.	moyen
Al_2O_3	0,63	3,56	1,87
Fe_2O_3	0,06	2,20	0,42
SiO_2	0,05	5,66	0,63
CaO	27,42	51,80	30,83
MgO	0,81	21,36	19,32
p.a.f.	41,81	47,81	46,22

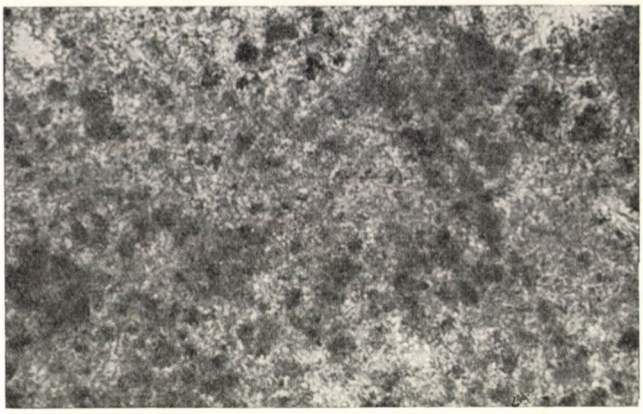


Fig. 6

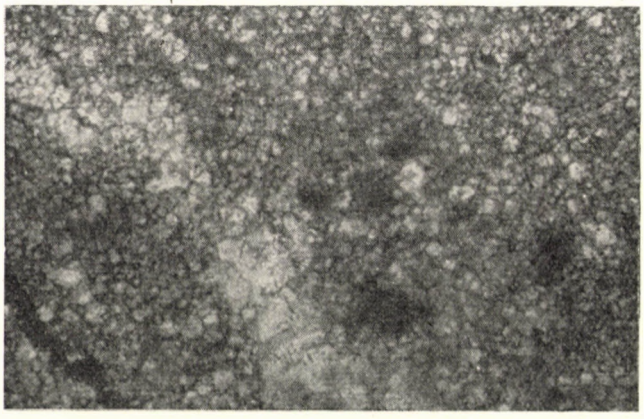


Fig. 7

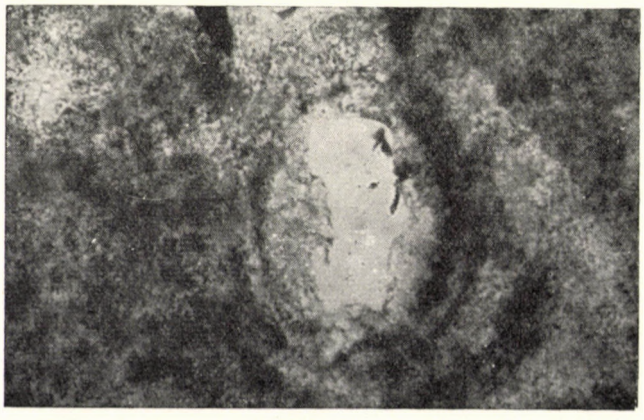


Fig. 8

se décompose autour des particules attachées par la matière pélitique. L'aire spécifique active de la dolomie, considérablement augmentée par la pulvérisation, facilite la dissolution du Ca et Mg, éléments assez solubles dans des conditions propices.

Nous pensons que les hydroxydes (oxydes) d'aluminium descendent immédiatement de la sporogélite reconnue par TUČAN et KIŠPATIČ. Nos analyses chimiques prouvent de façon inéquivoque que les roches carbonatées contiennent des quantités considérables d'aluminium vraisemblablement sous forme d'hydroxydes — non liées au Si (sous forme de minéraux argileux). La quantité d'«Al_2O_3 libre» atteint 60 à 80% de la teneur totale en Al_2O_3. La teneur en Al_2O_3 «libre» des roches carbonatées joue un rôle très important dans la genèse de la bauxite. Dans les roches carbonatées, SiO_2 — dont la teneur n'est guère inférieure à la quantité totale de résidu acide — se présente en partie sous forme de quartz («SiO_2 libre»); le reste constitue de la kaolinite, illite ou halloysite. (D'aprés les résultats diffractographiques de BÁRDOSSY et de NAGY, sur les résidus acides des dolomies.)

En fonction du p_H local, le SiO_2 «libre», accompagnant les minéraux argileux, se dissout et disparaît parallèlement aux hydrocarbonates du Ca et Mg ($p_H = 8$ à 10), qui se produisent en grande quantité, ou bien il se transforme en kaolinite en fixant l'hydroxyde d'aluminium libre (au-dessous de $p_H = 8$). Nous interprétons de cette façon aussi la genèse de la «terra rossa» dans les lieux où domine une action faiblement alcaline ou faiblement acide (climat méditerranéen).

Un p_H variable pourrait donc donner naissance à des bauxites de qualité variée (teneurs variées en SiO_2 et en kaolinite) qui, se succédant verticalement, constitueraient le gisement de bauxite, d'où la composition minéralogique caractéristique irrégulière, de ceux-ci (Fig. 9).

A l'avis de l'auteur, la bauxite ne s'est produite ni de l'argile ni de la «terra rossa». Les bauxites de qualité faible («non industrielles»), accompagnant les gisements bauxitifères et la «terra rossa», devraient se former par plusieurs voies. Ou bien elles descendent immédiatement de la dolomie par l'altération de celle-ci à des p_H faiblement acides, neutres ou faiblement alcalines, ou bien par la dégradation ultérieure de la bauxite.

Dans ce sens, nous ne considérons pas les gisements bauxitifères comme autochtones au sens étroit, mais comme des accumulations résiduelles qui ont subi des remaniements et redépositions. Par conséquent, nous pouvons qualifier nos gisments bauxitifères comme parautochtones (BONTE, 1958). Le transport aquatique — qui a encore diminué les teneurs en SiO_2 — est prouvé par la présence de pisolithes, cailloux et blocs de bauxite, et par la stratification entrecroisée de certaines parties du dépôt. La configuration qualitative très variée des gisements bauxitifères paraît donc être un trait sédimentaire et non une épigénie !

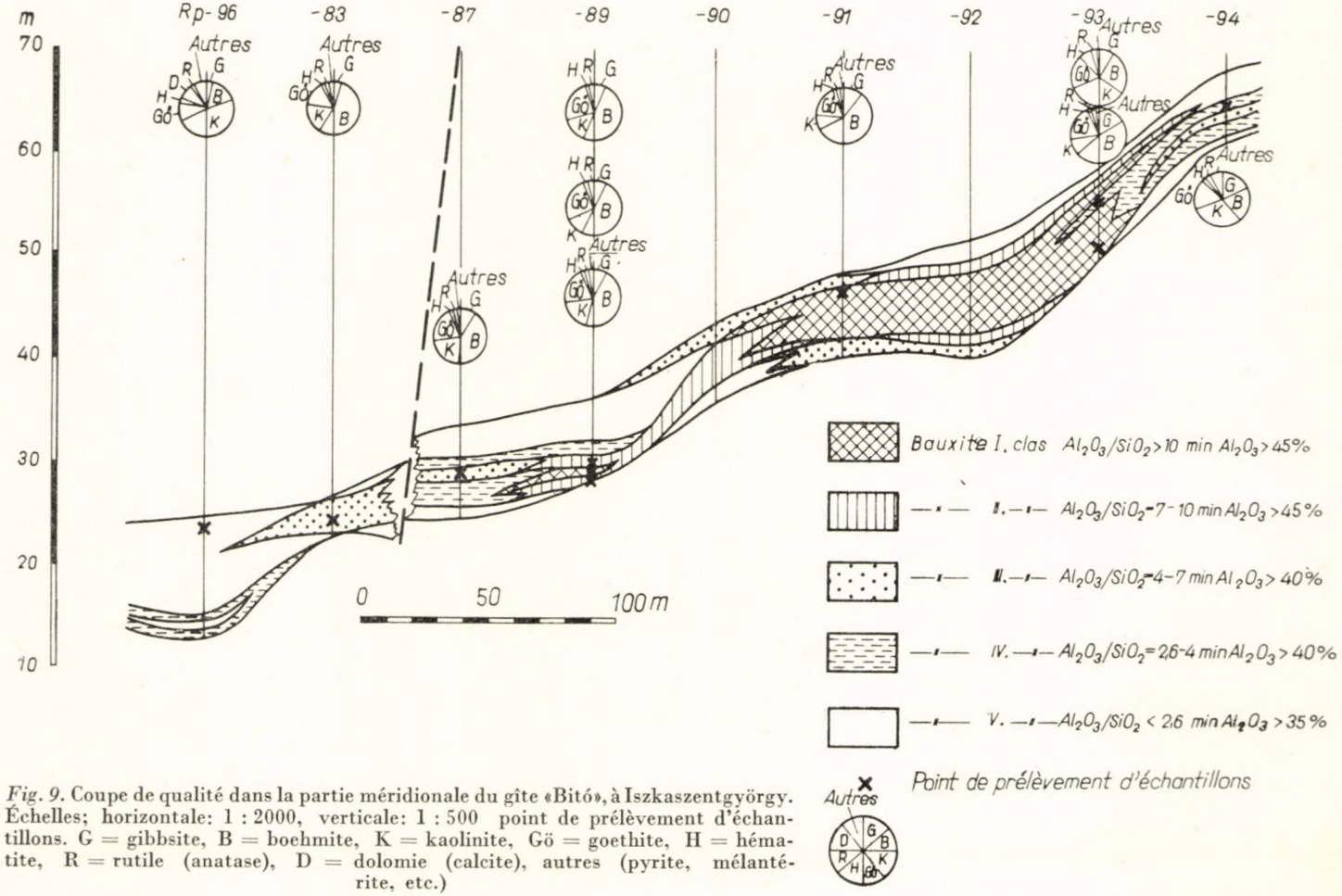


Fig. 9. Coupe de qualité dans la partie méridionale du gîte «Bitó», à Iszkaszentgyörgy. Échelles; horizontale: 1 : 2000, verticale: 1 : 500 point de prélèvement d'échantillons. G = gibbsite, B = boehmite, K = kaolinite, Gö = goethite, H = hématite, R = rutile (anatase), D = dolomie (calcite), autres (pyrite, mélantérite, etc.)

La genèse de la bauxite durait tant que le territoire restait terre-ferme. La transgression éocène (crétacée moyenne à Tés, Perepuszta, Nagyharsány, crétacée supérieure, à Halimba et dans la partie septentrionale de Nagytárkány), et la nouvelle sédimentation marine ont interrompu ce processus. Dans la suite, ce sont des transformations de caractère épigénique et local seules qui ont eu lieu dans le corps du dépôt mais sans provoquer des transformations importantes.

Dans les territoires où la sédimentation des couches du toit commençait par une épirogenèse lente et où des baies plus ou moins séparées se sont établies, la bauxite s'est conservée, tandis qu'aux côtes rectilignes et ouvertes vers la mer, la trangression plus accentuée, la houle et la marée ont démoli la matière pélitique légère, en l'entraînant dans la mer. Dans les baies séparées on peut observer des formations lignitifères (Nyirád, Nagytárkány, Halimba, Fenyőfő, Iszkaszentgyörgy, etc.) ou des faciès lagunaires (Gánt), dans le toit imédiat de la bauxite, tandis que dans les territoires intermédiaires ce sont des calcaires ou marno-calcaires qui recouvrent les dolomies du Trias: ils sont aussi plus récents que le toit de la bauxite.

Les roches carbonatées sont donc propres à livrer un dépôt résiduel de gros volume, car du point de vue de mobilité ce sont les éléments les plus extrêmes qui les constituent. C'est ce qui est reflété par leur pourcentage de transfert: Mg : 10, Ca : 1,8, Al : 0,004, Fe : 0,000 07, Ti : 10^{-7}.

Au cours de la genèse de la bauxite, dans un milieu alcalin, disparaissent Mg, Ca et en partie Si, et comme résidu s'accumulent Al, Fe, Ti et en partie Si, ainsi que les éléments de trace, qui se rencontrent — bien qu'en quantités très faibles — aussi dans la roche du mur. Par suite de leur manque de mobilité, ils s'enrichissent de façon considérable.

Nous avons séparé en fractions granulométriques un échantillon de dolomie pulvérulente affleurant à la colline Óhegy à Iszkaszentgyörgy. Dans le Laboratoire de l'Institut Géologique de Hongrie, on en a effectué l'analyse spectrale quantitative dont nous présentons les résultats (en p. p. m).

Les résultats nous montrent que les éléments de trace varient assez irrégulièrement dans des diverses fractions. Au cours de la pulvérisation (en allant vers les fractions de plus en plus fines), les éléments s'enrichissent par bonds. C'est particulièrement marqué dans le cas du B, Mn, Pb, Ti, Ni, Cr et B.

Les enrichissements des éléments principaux s'accordent par leur pourcentages de transfert à leurs valeurs de mobilité qui les caractérisent dans les géophases exogéniques. C'est Ti, le moins mobile, et les éléments de trace qui montrent le plus grand enrichissement relatif.

Dans la bauxite d'Iszkaszentgyörgy, nous obtenons par rapport à la roche du mur les valeurs d'enrichissement suivantes pour les éléments principaux:

Si	12,8
Al	28,5
Fe	46,4
Ti	50,0

Nous avons cité ci-dessus la teneur en Ti des roches carbonatées suivant la littérature 0,04%, d'aprés plusieurs centaines d'analyses faites sur les dolomies du Trias supérieur de la Montagne Centrale de Transdanubie (BÁRDOSSY-CSAJÁGHY, 1966).

Éléments fractions	0,06	0,06	0,10	0,20	0,32	0,63	1,00	1,40	1,40mm
B	25	25	40	25	25	16	16	16	16
Mn	1000	1000	1000	600	400	250	400	400	400
Cu	100	60	60	60	60	60	60	100	25
V	60	100	60	40	40	60	160	40	60
Ti	1000	1600	1000	600	600	400	1000	250	400
Sr	1000	1000	1000	600	1000	1000	1000	1000	1000
Ba	250	400	250	160	160	160	160	160	100
Li	25	40	40	40	25	25	25	25	25
Sn	6	4	4	25	4	16	4	4	4
Pb	10	2,5	2,5	2,5	1,6	2,5	1,6	2,5	1,6
Ga	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	60	40	25	25	4	2,5	4	4	4
Co	4	2,5	2,5	2,5	—	—	—	—	2,5
Cr	10	60	10	6	1,6	2,5	1,6	6	2,5

Analyste: P. ZENTAI

LITTÉRATURE

BÁRDOSSY, GY.: A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. (Examen géochimique des bauxites hongroises.) M. Á. Földt. Int. Alk. Kiadv. (Publ. Occas. Inst. Géol. de Hongrie.) Budapest, 1961.

BÁRDOSSY, GY.: A magyar bauxit összetételének és keletkezésének kérdései. (Sur la composition et la genèse des bauxites de la Hongrie.) Ann. Inst. Géol. de Hongrie. **XLIX,** 4, 815, 1962.

BÁRDOSSY, GY.—CSAJÁGHY, G.: Geochemical Data on the Mesozoic of Hungary. Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **IX,** 1—2, 117, 1966.

BOLDIZSÁR, T.: Bauxit és más ásványgélek keletkezése diszperz rendszerekből. (The Origin of Bauxite and Other Mineral Gels From Disperse Systems.) Rev. Hongr. Min. et Métallurgie. IIIe (LXXXI.) Budapest, 1948.

BONTE, A.: Réflexions sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. 83e Congr. Soc. Savantes. Aix-Marseille, 1958.

BRUGGER, J.: voir: E. Vadász (1946).

JIMÉNEZ, A. N.: Notas geograficas y geomorfologicas de Cuba. — In: Geologica de Cuba (aut. coll.) Edit. Con. Nac. Univ. La Habana, 1964.
KIŠPATIČ, M.: Die Bauxite des kroatischen Karstes und ihre Entstehung. N. Jahrb. Min., Geol. u. Pal. Beil. **34**, 513, 1912.
KRAUSKOPF, B.: Geochemistry of silica in sedimentary environments. Silica in Sediments. Sympos. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. 1959.
NAGY, B.: communication.
POBOZSNY, I.: A Vértes-hegység bauxittelepei. (Les gisements bauxitifères de la Montagne Vértes.) Földt. Szemle (Rev. d. Géol.) **I**, 5, 215, 1928.
RÖSLER, J.—LANGE, H.: Geochemische Tabellen. Leipzig, 1965.
STEVENS, R. F.—CARRON, M. K.: Simple field test for distinguishing minerals by abrasion p_H. Amer. Miner. 1948.
SZÁDECZKY-KARDOSS, GY.: Die Aluminiumerze des Bihargebirges. Földt. Közl. (Geol. Mitt.) **XXXV**, 123, 1905.
SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Geokémia. (Geochimie) Budapest, 1955.
SZÉKY-FUX, V.—SZEPESI, K.: The role of loess in alkali soil formation. Acta Geol. Ac. Sci. Hung. **V**, F. 1—2, 153, 1959.
TELEGDI-RÓTH, K.: Die Bauxitlager des Transdanubischen Mittelgebirges in Ungarn. Földt. Szemle. I, 33, 1927.
TUČAN, F.: Terra rossa, deren Natur und Entstehung. N. Jahrb. Min. Geol. u. Pal. Beil. **34**, 401, 1912.
VADÁSZ, E.: A magyar bauxitelőfordulások földtani alkata. (Die geologische Entwicklung und das Alter der ungarischen Bauxitvorkommen.) Ann. Inst. Publ. Geol. Hung. V. **XXXV**, 2, 173, 1946.
VADÁSZ, E.: Bauxitföldtan. (Géologie de la bauxite.) Budapest, 1951. (En hongrois.)
VADÁSZ, E.: A bauxit és a terra rossa. — (Bauxite et terra rossa.) Földt. Közl. **LXXXVI**, 115, 1956.
VADÁSZ, E.: Elemző földtan. (Géologie analytique.) Budapest, 1955.
VADÁSZ, E.: Magyarország földtana. (Géologie de la Hongrie.) 2. kiadás, Budapest, 1960.
WEISSE, J. G. DE: Les bauxites de l'Europe Centrale. Mém. Soc. Vaud. Sci. Nat. Lausanne, 1948.

A CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF THE ORIGIN OF HUNGARIAN BAUXITES

By

GY. KOMLÓSSY

Abstract

According to the so-called terra rossa theory developed by TUČAN and KIŠPATIČ, terra rossa is identical with the acid-dissolution residues of carbonatic rocks. The low amount of residue in the Triassic carbonatic rocks underlying the Iszkaszentgyörgy bauxite deposit moved E. VADÁSZ to reject this hypothesis.

Under a tropical-subtropical climate, however, the karstic wheathering of carbonatic rocks, brings about an alcaline environment. Carbonatic rocks dissolved in such an environment yield much more insoluble residue. Iszkaszentgyörgy rocks contained 1.86 per cent Al_2O_3, 0.63 per cent SiO_2 and 0.42 per cent Fe_2O_3 (in per cents of the weight before dissolution of the rock sample). These values are consistent with chemical analyses of dolomite samples from other areas (Aranyoskút Valley). Hence: 50 m of Triassic carbonatic rock, weathering over an area of 100 sq.km, can yield from 320 to 500 million tons of Al_2O_3 in the form of bauxite. The Ca and Mg ions of the carbonatic rocks were leached as hydrocarbonates, some Si was leached, too (in dependence on the p_H). The residual Al, Fe, Ti and Si (in part) formed oxihydroxides, hydroxides, oxides and clay minerals and accumulated as bauxite on the karsted surface. The bauxite was repeatedly redeposited; this is why the mineralogical composition (grade) of the bauxite shows irregular changes. In conclusion most of Hungarian bauxite is a parautochthonous residual deposit. The enrichment of trace elements is also due o residual sedimentation.

К ВОПРОСУ ГЕНЕЗИСА ВЕНГЕРСКИХ БОКСИТОВ

ДЬ. КОМЛОШИ

Резюме

По теореме «терра росса» по генезису бокситов, разработанной Тучаном и Кишпатичом терра росса и нерастворимые кислотами остатки карбонатных пород могут считаться тождественными. Ввиду малого количества нерастворимых кислотами остатков Э. Вадас опровергнул данную гипотезу, руководствуясь примером месторождения Искасентдьёрдь (Венгрия).

Однако, под тропико-субтропическим климатом при выветривании карбонатных горных пород и формировании карстов создаются щелочные условия. В процессе исследования карбонатных пород щелочным открытием выяснилось, что они содержают гораздо больше Al, Si и Fe чем нерастворимые в кислотах остатки. Средние величины по месторождению Искасентдьёрдь: Al_2O_3 : 1,86%, SiO_2 : 0,63%, Fe_2O_3 : 0,42% (данные, полученные для 22 образцов). Данные цифры соответствуют результатам химического анализа большого количества образцов доломитов из других районов Венгрии (напр. — долины Араньёшкут; 164 образца). По данным среднего химического состава подстилающих бокситы пород было установлено, что подвергающиеся выветриванию на площади 100 км² карбонатные породы мощностью 50 м могут создать 320—500 миллионов тонн боксита (с расчетом на Al_2O_3). Ионы Ca^{++} и Mg^{++} карбонатных пород были вынесены в виде гидрокарбонатов, к которым, в зависимости от pH, присоединилась и часть Si. Оставшиеся на месте Al, Fe, Ti и часть Si, образуя окиси-гидроокиси, гидроокиси, окиси и глинистые минералы, накопились в карстовых полостях и привели к образованию бокситов. Время от времени, бокситы подвергались переносу и перемыву. Такой процесс привел к формированию разнообразных по строению (минералогическому составу) и качеству бокситов. Следовательно, бокситы являются параавтохтонными, остаточными продуктами осадконакопления. Повышенные концентрации рассеянных элементов в бокситах также обусловлены седиментацией остаточного типа.

Misprint

in Volume XI/1—3

			correct
page	6	last line: Imhibition	Imbibition
,,	115	M. Drovenik Faculté des Sciences, Ljubljana	M. Drovenik, Faculté des Sciences Naturelles, Ljubljana
,,	131	6th line under the figure: Ce procès	Ce processus
,,	246	on the Fig. 8: mafitic microandesite ...	amafitic microandesite ...
,,	273	6th line: ...0,2 to 1 cu. m/l...	... 0,2 to 1 cu. m gas-to-water
,,	290	17th equation: $\tan 4\varrho_\pi = \ldots$	$\tan \varrho_\pi = \ldots$

INDEX

Széky-Fux, V.: Introductory 323

Nemecz, E.—Varjú, Gy.: Varieties of Expanding (2 : 1) Clay Minerals and their Origin 325

Náray-Szabó, I.—Péter, É.: Die quantitative Phasenanalyse in der Tonmineralforschung 347

Takáts, T.: Crystalline Phase Changes Brought About by Heating in Fineceramic Raw Materials Occurring in Hungary 357

Ibrányi-Árkosi, K.: Étude de quelques kaolinites hongroises au microscope électronique 365

Náray-Szabó, I.—Péter, É.: Nachweis von Nordstrandit und Bayerit in ungarischen Ziegeltonen 375

Barna J.: Kennzeichnung und Bewertung wäßriger Dispersionen von Tonmineralien 379

Juhász, Z.—Klein-Kakasy, I.: Influence of Potassium Ions on the Stability of Suspensions of Bentonite from Mád 393

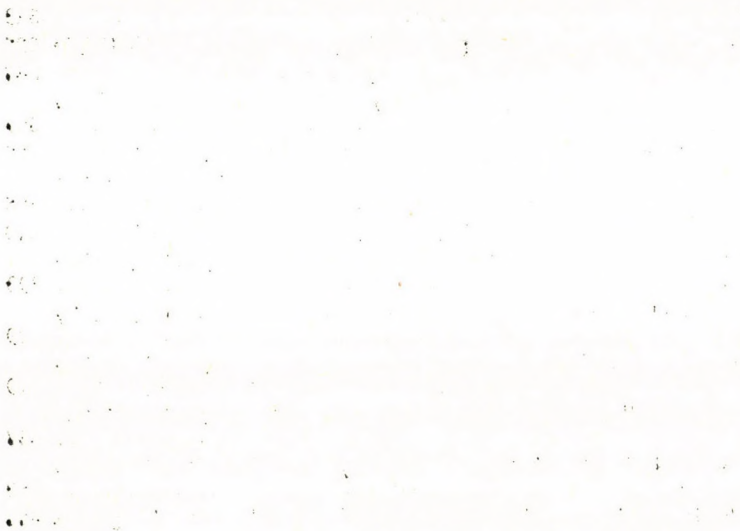
Szántó, F.—Gilde-Farkas, M.—Várkonyi, B.—Balázs, J.: Binding of Na_2CO_3 by Bentonite Fractions 409

Kiss, L.: Effet de la composition minéralogique des mélanges de matières premières plastiques à kaolinite, illite et montmorillonite, sur leurs propriétés céramiques fines 419

Zelenka, T.: Veränderungen vulkanischer Gläser auf Grund mikroskopischer Untersuchungen 437

Nemecz, E.—Varjú, Gy.: Relationship between "Flintclay" and Bauxite Formation in the Pilis Mountains 453

Komlóssy, Gy.: Contributions à la connaissance de la genèse des bauxites hongroises 477



Printed in Hungary

A kiadásért felel az Akadémia Kiadó igazgatója — Műszaki szerkesztö: Farkas Sándor

A kézirat nyomdába érkezett: 1967. IX. 30. — Terjedelem: 15 (A/5) ív, 107 ábra

67.64484 — Budapest, Akadémiai Nyomda — Felelős vezető: Bernát György

The *Acta Geologica* publish papers on geological and relative subjects in English, German, French and Russian.

The *Acta Geologica* appear in parts of various size, making up one volume yearly.

Manuscripts should be addressed to:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

Correspondence with the editors and publishers should be sent to the same address.

The rate of subscription to the *Acta Geologica* is 165 forints a volume. Orders may be placed with "Kultúra" Foreign Trade Company for Books and Newspapers (Budapest I., Fő utca 32. Account No 43-790-057-181) or with representatives abroad.

Les *Acta Geologica* paraissent en français, allemand, anglais et russe et publient des travaux du domaine des sciences géologiques.

Les *Acta Geologica* sont publiés sous forme des fascicules qui seront réunis en un volume par an.

On est prié d'envoyer les manuscrits destinés à la rédaction, à l'adresse suivante:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

Toute correspondance doit être envoyée à cette même adresse.

Le prix de l'abonnement annuel est 165 forints.

On peut s'abonner à l'Entreprise du Commerce Extérieur de Livres et Journaux «Kultúra» (Budapest I., Fő utca 32. Compte-courant No. 43-790-057-181) ou à l'étranger chez tous les représentants ou dépositaires.

«*Acta Geologica*» публикует научные статьи из области геологических наук на русском, немецком, английском и французском языках.

«*Acta Geologica*» выходит отдельными выпусками разного объема. Несколько выпусков составляют один том.

Предназначенные для публикации рукописи следует направлять по адресу:

«*Acta Geologica*» *Budapest 502, Postafiók 24.*

По этому же адресу направлять всякую корреспонденцию для редакции и администрации.

Подписная цена *Acta Geologica*, — 165 форинтов за том. Заказы принимает предприятие по внешней торговле книг и газет «Kultúra» (Budapest I., Fő utca 32. Текущий счет № 43-790-057-181), или заграничные представительства и уполномоченные.

66,— Ft

Reviews of the Hungarian Academy of Sciences are obtainable at the following addresses:

ALBANIA
Ndermarja Shtetnore e Botimeve
Tirana

AUSTRALIA
A. Keesing
Box 4886, GPO
Sydney

AUSTRIA
Globus Buchvertrieb
Salzgries 16
Wien I

BELGIUM
Office International de Librairie
30, Avenue Marnix
Bruxelles 5
Du Monde Entier
5, Place St. Jean
Bruxelles

BULGARIA
Raznoiznos
1, Tzar Assen
Sofia

CANADA
Pannonia Books
2, Spadina Road
Toronto 4, Ont.

CHINA
Waiwen Shudian
Peking
P. O. B. 88

CZECHOSLOVAKIA
Artia
Ve Smečkách 30
Praha 2
Poštova Novinova Služba
Dovoz Tisku
Vinohradska 46
Praha 2
Madarská Kultura
Václavské nám. 2.
Praha I
Poštova Novinova Služba
Dovoz Tlace
Leningradska 14
Bratislava

DENMARK
Ejnar Munksgaard
Nörregade 6
Copenhagen

FINLAND
Akateeminen Kirjakauppa
Keskuskatu 2
Helsinki

FRANCE
Office International de Documentation et Librairie
48, rue Gay Lussac
Paris 5

GERMAN DEMOCRATIC REPUBLIC
Deutscher Buch-Export und Import
Leninstraße 16
Leipzig 701
Zeitungsvertriebsamt
Clara Zetkin Straße 62
Berlin N. W.

GERMAN FEDERAL REPUBLIC
Kunst und Wissen
Erich Bieber
Postfach 46
7 Stuttgart S.

GREAT BRITAIN
Collet's Holdings Ltd.
Dennington Estate
London Rd.
Wellingborough. Northamps.
Robert Maxwell and Co. Ltd.
Waynflete Bldg. The Plain
Oxford

HOLLAND
Swetz and Zeitlinger
Keizersgracht 471—487
Amsterdam C
Martinus Nijhof
Lange Voorhout 9
The Hague

INDIA
Current Technical Literature Co. Private Ltd.
India House OPP
GPO Post Box 1374
Bombay I

ITALY
Santo Vanasia
Via M. Macchi 71
Milano
Libreria Commissionaria Sansoni
Via La Marmora 45
Firenze

JAPAN
Nauka Ltd.
92, Ikebukur O-Higashi 1-chome
Toshima-ku
Tokyo
Maruzen and Co. Ltd.
P. O. Box 605
Tokyo-Central
Far Eastern Booksellers
Kanda P. O. Box 72
Tokyo

KOREA
Chulpanmul
Phenjan

NORWAY
Johan Grundt Tanum
Karl Johansgatan 43
Oslo

POLAND
RUCH
ul. Wronia 23
Warszawa

ROUMANIA
Cartimex
Str. Aristide Briand 14—18
București

SOVIET UNION
Mezhdunarodnaja Kniga
Moscow G—200

SWEDEN
Almquist and Wiksell
Gamla Brogatan 26
Stockholm

USA
Stechert Hafner Inc.
31, East 10th Street
New York, N. Y. 10003
Walter J. Johnson
111, Fifth Avenue
New York, N. Y. 10003

VIETNAM
Xunhasaba
19, Tran Quoc Toan
Hanoi

YUGOSLAVIA
Forum
Vojvode Mišića broj 1
Novi Sad
Jugoslovenska Knjiga
Terazije 27
Beograd

20. I. 1968 **Index: 26.018**