



A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE
XXXIII. KÖTET

A MAGAS-TIENSÁN

IRTA
PRINZ GYULA

156 SZÖVEGKÖZTI ÁBRÁVAL ÉS 11 TÁBLÁVAL,
VALAMENNYI A SZERZŐ EREDETI RAJZA.

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDMIVELÉSÜGYI MINISZTERIUM FENNHA TÓSÁGA ALATT ÁLLÓ
M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET KIADÁSA

MITTEILUNGEN

AUS DEM JAHRBUCH DER KGL. UNGAR. GEOLOG. ANSTALT
BAND XXXIII.

DER HOHE-TIENSCHAN

VON
GYULA PRINZ

MIT 156 ABBILDUNGEN UND 11 TAFELN,
ALLE VOM VERFASSER GEZEICHNET.

HERAUSGEGEBEN VON DER DEM KGL. UNG. ACKERBAUMINISTERIUM UNTERSTEHENDEN
KÖNIGLICH UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

BUDAPEST, 1939.

DUNÁNTÚL PÉCSI EGYETEMI KÖNYVKIADÓ ÉS NYOMDA R.-T. PÉCSETT.

A nyomdáért felelős: Wessely Károly igazgató.

A mű tartalmáért és fogalmazásáért a szerző felelős.
A német nyelvű fordítást Koch Kurt végezte.
Az ábrák és táblák cinklemezeit Boér Pál dr. készítette.

*

Für Inhalt und Form des Werkes ist der Verfasser verantwortlich.
Die deutsche Übersetzung stammt von Kurt Koch.
Zinkplatten für die Vervielfältigung der Abbildungen: Dr. Paul Boér.

A Magas-Tiensán földtani építménye és arculata.

(A német szöveg összefoglaló részeinek kivonata)

Belső-Ázsia két fő-hegyrendszere egyikének, a Tiensánnak középső szakasza olyan képű, mint a Pamir. Az Ili és Tárím medencéi között mintegy 580 km szélességben, a Fergana-hegylánc és az Ágiász között 800 km hosszúságban terpeszkedik ez a középső szakasz. Környezetéből magasan kiemelkedik, mert 3—4500 m magasságú teteje van. Egész hosszában zárt sorban, hézagmentesen vannak azok a fennsíkok és lapos teknők, melyek együttvéve ezt az óriási tetőt teszik. A tetőn néhány igen magas óriáshavas ül. Csúcsaik 5—7000 m magasak. A tető színébe pedig néhány mély árok süllyedt be, részint hegyszerkezeti árkosvetődések, részint egyszerű vetődések, melyeket jégárok és patakjaik vájtak, tisztítottak ki völgyekké, de főleg szurdokokká és sikátorokká. A Tiensánnak ezt az egész egynemű középső szakaszát egészen eltérő képű medencék és lapályok veszik körül. A medencék és lapályok között ez a középső szakasz elkülönülten és hatalmas emeletként áll, mint egy kis Tibet. Ezért nevezem Magas-Tiensánnak, tehát nem csúcsainak magasságáról, hanem egész talapzatának egyetemes magasságáról.

Közel 300.000 km² terjedelmű a Magas-Tiensán. Azt lehet mondani, hogy két évben (1906 és 1909) csaknem egyenletes sűrűségű úthálózaton jártam be a Magas-Tiensánt. A m. kir. Földtani intézet Évk.-ben 5 mű ismertette utaim gyűjtéseit, azonkívül több elszórt értekezés. Az ebben a műben foglaltak kiadásáról sokáig elterelődött a figyelem. De az irodalomban elhangzott már nem egy kesernyés megjegyzés beszámolóim folytatásának elmaradásáról. Ezzel és még egy következő művel, mely a Medencés-Tiensánról és a Pamirról szól, eleget kívánok tenni a követelésnek és a kötelességnek. Meg kell köszönnöm Lóczy Lajos prof. úrnak, hogy ezt megtehetem. Atyjának köszönhetem, hogy középázsiai utaimra elindulhattam, neki pedig a zárókövet. De még egy köszönettel tartozom. Szily Kálmán titkos tanácsos, államtitkár úr támogatása nélkül súlyossá lett volna számomra a záróköv.

Az Ili-medence déli peremén, a Tiensán-hegyrendszerből kilépő Tekesz és Kegen völgykapuk között elkülönült hegység-csoport van. Ez Kuldsa déli hegysége, a *Nansán*.

A Nansán főtömege nagy biotitgránit tömeg, mely a Tekesz-medence peremétől az Ili-medencéig terjedvén, az eddigi jelek szerint egységes. Ahol a gránit hegygerincet, hegycsúcsot alkot, vagy kimállik meredek hegyoldalon, mindig messziről felismerhető gyapjúszakos elválásáról. Elég gyakran áttörik az idősebb csoport kitöréses kőzetei, uralkodóan dioritok, s csak elvétve diabázok. Nálánál idősebb kőzetet a hegységből nem ismerek, s így korára vonatkozólag csak annyit állíthatok határozottan, hogy prekarbon, vagy legfeljebb legalsó-karbon-korú.

A meztelen, tehát letarolt, lepusztított felszínű, eruptívumokkal átszelt gránitmasszívumot a karbon tenger lepte el. A Szátl-Kásán szurdokának faunája azt bizonyítja, hogy az elborítás az alsó-karbonban történt. Északon a Bödötü-völgyben transzgressziós kvarchomokkővön találjuk meg a karbonmészkönek itt legidősebb rétegét. Ez sötétszürke, mészpáteres mészkő, hasonló a bayumkoli *Productus giganteus*-rétegéhez.

A Dardampe-hágó mészköve csupán világosabb színével különbözik ettől. A Szátl-Kásán szurdokban három szintet jelent a feketés-szürke, repedezésre hajló mészkő, a középszürke és a fehér-szürke, vékony-rétegezésű, majdnem palás mészkő. Ebből egyelőre annyit mondhatunk, hogy a karbonkor derekán igen hosszú ideig megszakítás nélkül rakódtak le tengeri üledékek, melyek vastagsága legalább 5000 méterre becsülhető. Ezzel nincs megállapítva sem a karbontenger visszavonulásának időpontja, sem a karbonrétegek legnagyobb vastagsága. A tenger visszavonulása után területünkön megkezdődött a lepusztítás munkája, s ez természetesen a felmerülő tengerfenék legfelső rétegeit érte először. A karbonrétegekből az van meg, ami éppen megmaradt. Ami ma a Dardampe-hágón alig néhány száz méter vastagságú foszlány, az a Szátl-Kásán tektonikus beszakadásában több, mint 3000 m vastag, de ezzel nincs megmondva az a rétegmennyiség, sem méterben, sem korban, ami a karbonrétegekből ezen a helyen már a beszakadás előtt elpusztult. Ahol ma csak alsókarbon-rétegeket

találunk, az a terület talán legelőször került szárazra, de éppenúgy lehetett ez az időpont a karbon végén is, s itt a felsőkarbon hiánya csak a nagyobb mértékű lepüsztlást fejezi ki. Ezért nem tartom lehetetlennek, hogy olyan helyeken, ahol a karbonrétegek tektonikai beszakadásokban vannak, előkerülnek a Közép-Tiensánban is a karbon legfelső szintájainak kövületei is. Olyan szép faunákkal, mint a Tarim-medence pereméről kerültek elő, egészen a permokarbonig terjedő rétegsorozatban.

Semmi adatunk sincs arra, hogy területünk a karbon-tengerből milyen körülmények között emelkedett ki. Sem regressziós fáciesű anyagot, sem parti, vagy kezdődő szárazföldi képződeményeknek kútffőit nem ismerjük. Ami ezután következik, az vulkános működésre, és erős esésű, meredek hegyformák között történt konglomerátum-képződésre vall. Az ismert néhány konglomerátum-előfordulás anyagában pedig nemcsak a karbonmészkövek képviseltek, hanem talán csak véletlenül, — hiszen gyorsan végrehajtott első, előzetes bejárásokról van szó, explorátori, nem pedig geológiai felvételi munkáról, — többet találtam bennük a gránitból és porfirból, mint a mészkőből. Még kötőanyaguk sem olyan meszes, mint mészkőhegyek alján azt várni lehetne. Ebből én azt következtetem, hogy az én legrégebb konglomerátumjaim olyan korból valók, amikor a karbonmészköztáblák már nagyon megtépázva, a felszínnek már csak csekélyebb részét foglalhatták el, avagy legalább helyenkint, az alatta levő gránitnak már igen tekintélyes részei jutottak felszínre. A karbon-tenger visszavonulása és az azután következő első ismert kőzetnek, a konglomerátumnak keletkezése között tehát jelentékeny időhézagnak kell lennie.

Kétségtelenül angara-rétegek bejárt területemen nem kerültek a szemem elé. Pedig ezek a közvetlen szomszédságban kelet felé, az Icskilik-tau-ban igen nagy szerepet játszanak. A Közép-Nansánban az angara-rétegeknek egyenlőértékű kőzetei a Dardampe konglomerátumai és a velük kapcsolatos fiatalabb-erupció kőzetei. Szemben az Icskilik-tau anyagaival, itt azonban a kitorésbeli kőzetek jelentőségben nemcsak messze felülmúlják a konglomerátumot, hanem olyan tömegben jutottak a felszínre, hogy geológiai térképünkön (I. tábla) versenyre kelnek a gránittal. Nemcsak a Temurlik-tau északi oldalán alkotnak 20 km-nél szélesebb övezetet, hanem déli oldalán is elfoglalnak jó 8 km széles helyet. Nem hiányoznak továbbá a Kásán-fennsíkon és a Nansán déli peremén sem. Ilyen hatalmas lávakiömléseknek mélyreható okai voltak, s így kézenfekvő az a feltevés, hogy velük egyidőben történt a

Nansán nagy szerkezeti átalakulása, helyesebben a Közép-Nansán hegytömegének egy nagyobb morfológiai egységből való kiválása.

Az első ebből kiinduló kérdés már most az, hogy a vulkános működéssel kapcsolatos töréses tektonika kialakulása és lefolyása egyugyanazon orogén folyamat-e azzal, mely a Nansánt a karbon-tengerből kiemelte, vagy pedig jelentékeny szárazidőszak választotta-e el a két független folyamatot. Egyetlen adatunk van arra, hogy utóbbi történt, nevezetesen a már említett megfigyelésem, hogy a karbon-mészkö után következő ismert legrégebb képződésben, a kemény kvarchomokkő-konglomerátum anyagában, a Déli-Dardampe völgyben kevés a mészkő, már pedig a tenger visszavonulásával először csakis a mészkövek kerülhettek szárazra, s így a legidősebb kőzeteknek mészkő-konglomerátumnak kellene lenniök. Mikor a dardampe konglomerátumok keletkeztek, a Nansán tekintélyes részeiről már le kellett pusztulnia a mészkőtáblának, s minthogy ez a tábla nagyon vastag volt, a Szátl-Kásán szelvény tanúsága szerint, hosszú időnek is kellett eltelnie addig. A Szümbe-tau nagy régi gránittömegnek fennmaradt röge, mert szemközt délen a Tekesz-medence tulsó peremén 25 kilométernyi megszakítás után ugyanannak a gránitnak hegytömegei emelkednek ki. A Bödötü-Szátl-Kásán hágók ma meztelen gránitja pedig egy másik paleozoikum-végi gránit egységnek lehet rögeje, melynek délnyugati szárnya ma a Csalkodü-medencében süllyedt le. Ha elég bátrak vagyunk a két gránit egység tengelyére a hiányzó, lepusztult mészkőtáblák helyéből következtetni, akkor két Ny-Dny. csapású gerincet kapunk. Az északi a Csalkodü-őshegysége, a déli pedig a Szümbe-őshegysége.

Ezt a feltevést támogatja még egy második, még pedig szerkezeti megfigyelés. A két feltételezett őshegység között ugyanezzel a szerkezeti tengellyel egy, főleg karbon-mészköből való diszlokációs-öv van. Területünk keleti széle mögött az Aulietas-szirt nyilvánvalóan ebben az övben van, mert *Leuchs* ott a karbon-mészkö táblákat majdnem függőlegesre állítva találta meg, holott délre, a gránit-tömb tetején ott is vízszintes helyzetben fekszenek, úgy, mint a Temurlik-tau-ban. A Kásán-fennsíkból is éles gerincekkel, csipkés sziklatornyokkal tűnik ki környezetéből a diszlokációs-öv. A Csalkodü-szu forrásvidékének magasra kiemelkedő mészkőcsúcsa is nyilván ide tartozik. Ebbe van bevésve az említett Szátl-Kásán szurdok is. Délnyugati szakasza a Dsitürdsal-tau, melynek délnyugati vége összetöredezve süllyed le a Csalkodü és Tozku medencék felé. Ez a diszlokációs-öv a két, gránitból való őshegység közé van beékelve, s az a különleges jellemző vonása,

hogy a mészkőrétegek nemcsak erős dőlést, hanem igen feltűnő meghajlásokat is mutatnak.

Ilyen függőlegesre állított és idősebb képződmények közé sajtáságosan elkülönítve bepréselt rétegcsoportot gyakran találunk a Tiensánban és ezekhez én nem találok más magyarázatot, mint a következőt. Itt a fiatalabb, ebben az esetben karbonmészkőrétegek összesége abban az időben került az idősebb, ebben az esetben a gránit tömegébe, mikor a lepusztulás folyamata még nem volt nagyon kifejlődött. Erre mutat először is a rétegcsoport nagy vastagsága, másodszer pedig a szerkezeti kiegészítés követelménye. Szerkezetileg nem tudom elképzelni a beékelődést másként, mint szinklinális-kialakulás útján. A mészkőszinklinális védett helyzetében megmaradt, a lepusztulástól megmenekült, míg azalatt a gránitantiklinálisokról a mészkőrétegek részben vagy egészben lepusztultak.

Az itt felsorolt érvek arra kényszerítenek, hogy a dardampei konglomerátumok és a karbon közé olyan hosszabb időtartamot tegyek, melyen belül gyűrődés, szinklinális keletkezése és teljes begyűrődése, az egész területnek magashegységgé átalakulása, végül majdnem teljes letarolása folyt le. A fiatalabb vulkános korszak még durva konglomerátumot alkotó, de már a gránittömeg szívéig letarolt hegységet talált itt. A következő kérdés már most az, hogy mikor folyt le ez a fiatalabb vulkános működés. Angararétegeket én a Nansánban nem találtam, csak felteszem, hogy a Kóktübérről keleti irányban látott, lazaanyagra valló rétegek az angara-csoportba tartoznak. *Gröber* és *Leuchs* azonban kimutatták, hogy a fiatalabb eruptívum az angara-rétegekkel egyidejű. Alattuk, bennük és felettük vannak. Az angara-rétegekből rät-nél idősebb nyomokat még ezen a vidéken nem találtak. *Musketov* D. biztosra veszi, hogy ezek a rétegek rät-nél nem idősebbek, s alsókrétánál nem fiatalabbak Dsungáriában.

A mezozoikumbeli vulkános működés nemcsak hatalmas területeket öntött el láváival, hanem kísérő jelensége volt a Nansánmasszívum szerkezeti feldarabolódásának is (5. ábr.) A feldarabolódás két törésvonalrendszer kialakulásával ment végbe. Az egyik törésvonalrendszer általában Dny csapású, úgy látszik kapcsolatban van a felső-karbon hegyképződés tektonikai tengelyével, de nem alkalmazkodik ahhoz teljesen, csupán a régebben kialakult tömegek hatása látszik rajta. Inkább a régi vonalak újraéledésének lehetne nevezni ezt az alkalmazkodást. Kelet felé elhajlik a szélességi-kör irányába, délnyugaton azonban irá-

nyát megtartva folytatódik a Karkara-medence és az Isszik-kul délkeleti partjainak irányába.

A másik törésvonal-rendszer minden tekintetben jelentékenyebb. Csapása határozottan Ny-K a Nansán északi szegélyét hosszú gerinccé alakítja ki legalább négyszeres lépcsős vetődésével. Süllyedései annyira erősek, hogy a süllyedő tag teljesen eltűnik a felszínről, s helyét a fiatalabb vulkános csoport kőzeteinek nagy tömegei foglalják el. Az árkos-vetődésrendszer tükörképe alakul ki általa, a lépcsős fal-szerű rendszer. A süllyedésből maradt gránit-fal meredekségét csak az enyhíti, hogy óriási kvarcporfir tömegek támasztják mindkét oldalon, alsólépcsőt vagy előhegységet alkotva számára. Ennek a törésvonal-rendszernek vetődései keresztülvonulnak az első rendszer Dny vetődésein.

Ahol a két rendszer találkozik, keresztezi egymást, ott maradt meg a mezozoikumban keletkezett penepmén a legépebben, s általában ott maradt meg a feldarabolódott Nansán a legnagyobb szélességben. De ugyanott alakult ki egy harántvonal-rendszer is, melynek hatása alatt a Keleti-Nansán vagyis az Icskilik-tau szárnya lesüllyedve helyet adott az angara-tenger ingressziójának. A villásan kétfelé ágazó vetődések nyálábjai között van ma a Kegen-medence. Megjegyzendő, hogy megfigyeléseim szerint Dny-Ék csapású törésvonalak a Temurlik-tauban hiányzanak, ott egészen egyszerű és világos az egynemű töréses-tektonika előbb említett fal-rendszere. Érdekes, hogy ahol a Ny-K rendszerű legdélibb vetődés elérte a felső-karbon hegyképződés említett szinklinálisát, ott torlódást okozott, ami a dőlések szabálytalanságában jut kifejezésre. Ebben a szinklinálisban a süllyedések alkalmával történhetett a keskeny mészkővnek nagyfokú felemelése, vagy pedig még később. Ez a mészkőv hordja ma a Nansán uralkodó hegycsúcsait.

A töréses-tektonika tehát gyökeresen átalakította a Nansán képét, de megmaradt a régi térszín tanújaként egy terjedelmes penepmén-darab a Kásán-fennsíkban. Viszont a lesüllyedt darabok helyét új anyagokkal, lávával és konglomerátummal töltötte ki. Mindez nem a mai szintmagasságban, hanem lényegesen mélyebben történt. A mai magasság egy későbbi epirogén, általános emelkedés következménye.

A Tekesz-medence beszakadásának korát nehéz lesz meghatározni. A penepmén kialakulásáról tudjuk, hogy nem kezdődhetett előbb a felső-karbon tenger visszahúzódásánál. Tudjuk azt is, hogy e tenger visszahúzódása után itt is, másutt is, Közép-Ázsiában töréses hegyszerkezet alakult ki. Tudjuk továbbá har-

madszor még azt, hogy a töréses hegyszerkezetű alaktani egységeket éppen úgy érte a letarolás, mint a többi. Végül a negyedik adatunk az, hogy vastag vörös-konglomerátum tömegei fekküdtek rá a penepén-térszínre. A vörös-konglomerátumban azonban kormeghatározó kövületet még nem találtunk. Annyit tudunk csak ezek koráról, hogy vannak közöttük az eocénnél idősebbek is, de vannak fiatalabbak is. A Tekesz-medence környezetében a vörös sivatagot, mely alighanem része volt a középzásiai nagy oligocén-miocén kősvatagnak, hatalmas epirogén emelkedés érthette. Ebből a felemelt térszínből hasították ki a vetődések a Tekesz-medencét és társait.

A Tekesz-medence a környező magas hegységek hatása alatt természetesen igen gyors és erős feltöltésnek van kitéve keletkezése óta. Beszakadása a Baikál-tó típusába tartozik, s éppenséggel nem valószínűtlen, hogy a medence töltelék-rétegeinek feneke ezer, vagy még nagyobb mélységben van. Éppen ezért a felszínen valószínűleg csak fiatalabb rétegeket találunk, s ahol a hegységből nagyobb folyók lépnek ki, ott még ezek felett is nagyvastagságú kavics-tömegeket, ráterített kavicsmezőket várhatunk.

A Tekesz-medencét kitöltő anyagok közül olyanokat, melyeket bizonyosan az új harmadkorba kell sorolnunk, főleg a medence peremén találunk. Nagy tömeg prediluvialis törmelék fekszik az Ágiász-völgy kapujánál. Itt az Ágiász szurdoka (1900 m) felett 300 méter magasságban egy gránitba vésett teknő térszíni maradványai vannak. Ennek a térképünkön Szimtas-nak nevezett teknőnek valamikor síma térszíne ma dombossá van szétvájva. Aombok között alig van olyan, amelyik ma már eléri a 2200 m magasságot. A gránit-teknő a Tekesz-medence peremén törésvonalban végződik, melyen a gránit eltűnik, s helyét a medence felé laza törmelékből épültombok foglalják el, eleinte ugyanolyan magasságot mutatva, majd a medence belseje felé alacsonyodva. A törmelékes-dombság messze terjed az Ágiász mai völgyétől keletre a Súdöbulak és Akdsardsirinta völgyek között a Tekesznek az Attantau alatti szakaszáig. Utóbbi vidéken *Leuchs* látta és pliocén tavi üledéknek, tavi delta és parti terrasz-képződménynek ismerte fel.

A Tekesz-medencében vannak idősebb töltelékek is, mint a szimtasi delta. Ezek az idősebbek mindvégig a medence északi peremén vannak a felszínen, de elérik, sőt felül is mulják a szimtasi delta tetejének magasságát. Nyilvánvaló, hogy a Tekesz-medence szerkezetileg a legnagyobb mértékben asszimmetrikus, s hogy a medencefenék legmélyebbre süllyedt vonala az ohotnicsiji főtörésvonalon van, utóbbinak az Ohotnicsij-Szimtas-delta szakaszán.

A koktübei-rétegsor egyrészt igen hosszú tavi időszakra, másrészt arra mutat, hogy e tó, igen nagy mélysége ellenére, fokozatos feltöltődés révén sekélyesedett el. A tó életében e lerakódások két történeti szakot határoznak meg. Az első időszakban a lerakódások mély-taviak, tiszta agyagrétegek, melyek igen kevés csapadékot adnak az iszapolásnál, tehát felette zsirosak, majd a magasabb szintekben soványabb, homokosabb rétegek következnek igen jelentékeny vastagságban.

A második időszakban egy nagy folyó törhetett be a Tekesz-medencébe, olyan folyó, melyet ma kirgiz területeken mindenütt „kizilszu“-nak neveznek feltűnő vörös színéről. Ma azok a folyók vörösek, melyek a hanhai-közeteken folynak keresztül, s a Tekesz-medence vörös-rétegeinek keletkezését nem tudom másként elképzelni, mint úgy, hogy vagy nagy, hanhai-rétegekben gazdag vízgyűjtő-területről ide betörő folyóvíz rakta le ezeket, vagy pedig a Tekesz-tó elsekélyesedett, s így a parti fáciesz előrenyomult. Jellemző azonban, hogy az élénkebb vörös alsó rétegeket szinte méterről-méterre szakítják meg elég durvaszemű kavicsrétegek, helyenkint vastag kavicsstelepek. A vörös-agyag alsó emelete általában tavi és folyóvízi lerakódások váltakozása révén jött létre. A felső emelet vörös-agyagja határozottan halványabb színű, legfelső szintjeiben sárgás, és ritkábban van kavics- vagy homokrétegekkel tarkítva. A Tekesz-tó vize tehát ebben a periódusban állandóbb lehetett.

Mindezek a rétegek eredeti helyzetükből kimozdultak. Egyetlen hatalmas, de lapos boltozatba emelődtek fel e rétegek. Keletkezésére a legegyszerűbb magyarázat az lehet, hogy a nagyon mély, és talán ezer méternyi vastagságban feltöltött Tekesz-medence szinklinálissá préselődött az északi és déli hegytömegek között. A boltozatot folyóvizek legyalulták. A boltozaton fekvő, a boltozat lenyesett tetejére települt kavicsréteg vízszintesen, illetve nyugodtan fekszik, csupán törések érték itt-ott. Nyilvánvaló, hogy ez a diszlokáció a pleisztocén lerakódásokat élesen elválasztotta a pliocén rétegektől.

Keidel megfigyelte, hogy a paleozoikus Ék-tengelyű redőzetek a Tekesz-medence peremének hatalmas Ny-K törésvonalain hegyes-szögben megszakadnak. Én is több helyen láttam ilyen hegyes-szögű, ÉK csapású idősebb kőzetekből felépített hegyfokokat a Tekesz-medence déli peremén, de csak egy helyen állapíthattam meg biztosan redőtengelynek jelenlétét. Minthogy azonban végig menve a Magas-Tiensán lábánál, többszörösen ismétlődnek egy-egy csoport kőzetei, ebből könnyű egy Ék-csapású redőzet ketté-

vágottságára következtetni. A Tekesz-medence déli peremén az összes szerkezeti vonalak, a karbon óta keletkezettekre gondolva, mind majdnem teljesen a Ny-K csapásban vannak. Tíz-tizenöt kilométernyi sávban a Tekesz-medence déli peremétől a Magas-Tiensánban is mindenén uralkodó ez a csapás. A medence felé lépcsősen töredezik le a Magas-Tiensán. Összes törésvonalai ebben a csapásban vannak, tehát hosszanti irányúak.

Az Isszikul-Tekeszárkos süllyedés megindulása előtt a Tiensán-nak ezt a területét különösen nagy vastagságban és eddig minden adat arra vall, hogy megszakítás nélkül *vörös hanhai-rétegek* borították el. Itt akkor vörös köves-sivatag volt, alacsony, szétmárt térszínen. A Kegen- és Tekesz-medencék között gátat alkotó hegységek a medencékből, illetve az ároksüllyedékből kiemelkedő rögös sziget-hegységek, illetve a Magas-Tiensánt és a Nansánt összekapcsoló maradvány-hegységek. Csakis itt van a süllyedésben Ék csapású alaphegység-redőzet. Már a Nansánban láttuk, hogy a Szümbe-tau és a Dsitürdsal-tau délnyugati szerkezeti folytatásait a Basoglün át az Ulabasi hegyben találják meg, s azon túl pedig a Keidel-féle Szartdsol-hágó irányában halad tovább ez az orogenetikai tengely. Az a valóság, hogy egy ilyen hatalmas délnyugati tengelyt tartó maradvány-hegység emelkedik ki a nagy ároksüllyedékből, adatot szolgáltat a régi hegy-szerkezethez. Ebben a hegység-sorban a vörös-hanhai rétegek is jelen vannak, összetörve és lesüllyedve, az alaphegység sorsában osztozva.

A délnyugati csapású redőzetnek kelet felé azonban nem láttam nyomát, sem a Magas-Tiensán peremén, sem pedig a Tekesz-medence szigethegyeiben. Az Ulabasi-hegy keleti szomszédságában alacsony hegysor kezdődik, mely innen Ohótnicsij közeléig ér. KDK csapású egyenes vonal, s 55 km hosszú. Szélessége csupán 2—3 km, karbonmészköből, a *Productus giganteus* szintjének kőzeteiből épült fel, s csak alárendelten szerepel e mellett a kőzet mellett keleti végén a vörös hanhai-konglomerátum és északi peremének egy pontján porfir. Az egész tehát keskeny mészkőfal a Tekesz-medence szélén és hosszanti törések által kihalászva maradt felszínen a medence lesüllyedésekor. A mészkőfal mögött neogén-lerakódással kitöltött árok van. A neogén-árok keleten, Ohótnicsij mellett keskeny, alig 2 km széles, nyugaton ellenben közel 10 km-re szélesedik ki. Tehát éppenséggel nem egykőzű a Magas-Tiensán északi főtörésvonalával. A mészkőfal önálló orotektonikai egység, mely a Tekesz-medence peremtörései között magasan maradt, de már a medencének része.

Ez a „Bajumkoli-szirtvonulat“ 8 elkülönült karbonmészkrögéből sorakozott fel. A rögök között áttörnek folyók, patakok, vagy ilyeneknek ma már elhagyott árcai.

A *Kungej-Alatau* keleti, keskeny, alacsonyodó szárnya faszzerű, keskeny gránit-rög. Északi oldalán, nagy vetődések között préselt prekarbon, apatalkán-idomú palák meredeken állanak ÉNy csapással. Rajtuk szögeltérő helyzetben fehér mészpáteres palás mészkő széttördelt rögei fekszenek, másutt pedig az ennek fekvőjét alkotó meszes, tömörebb, zöldesszürke homokos mészkő. A két utóbbit az alsókarbonba kell helyeznünk. Az északi vetődésekben sok porfir-kibúvás van. Nem messze az északi Korumdu-völgytől, a Csongtas-völgy alsó részén nagyobb vörös konglomerátum berogyott tömbjei vannak, helyenkint 50 fokos dőlésben. A Korumdu nagy gránitfala mögött tehát összerogyott romhalmaz van, melybe szinte pontosan a vetődések tengelyéhez alkalmazkodva, a Kegen-nek közel 50 km hosszú, szabályosan egyenes tektonikus völgye vésődött be. A Kegen-völgy alsó kapujában, a Kegen-medence peremén a karbonmészkrögök szirtek alakjában merednek ki a medencét kitöltő, a peremeken 2700 m-ig is felnyúló fiatalharmadkori, nagyjában vízszintes helyzetű kavicsból, annak elmosott völgyületeiben. A Korumdu-gránitfal képe egészen más a déli oldalán. Itt a fal 1700—1800 m magasságú, igen meredek lejtő, ami a lesüllyedés ifjúkorát maga is bizonyítja. Az Isszik-kul medencéje óriási árkos-vetődéssel igen mély lett.

A *Kántengri és a Tekesz-medence között* mintegy 50 km szélességű és 120 km hosszú olyan terület van, mely egészében lejtősíknak tekinthető. Néhány rögszerűen kiemelkedő magasabb hegységtől megzavartan kereken 5000 méterről 5000 méterre ereszkedik alá a hegycsúcsok, gerincek és fennsíkok alkotta nagy csúcfszín. A Kántengri-csoport 5000—6800 m-es óriásai egymáshoz csatlakozván együttvéve maguk is csak a legmagasabb rögnek kivésett képviselői. A Musketov-jégár felett délről 5000—5300 m-es csúcsokkal koronázott, talpig jéggel borított hegylánc van, mely a legmagasabb rögnek, a Magas-Tiensán középtömegének északi pereme. Ez a hegylánc megszakítás nélkül terjed kelet felé, ahol a Szemenov-hegy 5640 m-rel mért széles hátú púpja, majd tovább a 6100—6300 méterre mért Nikoláj-Mihájlovics csúcsok következnek.

A Kántengri és a Tekesz-medence közötti hegyvidék a maga egészében olyan alaptömegeből épült fel, melyben a főszerepet a tiensáni palacsoport és ennél nagyobb részben idősebb, valamint az ezt áttörő, terjedelemben az előbbit jóval felülmúló gránit-

tömegek jätsszák. A palák rétegcsoportjai a rájuk települt alsókarbon-mészkőrétegekkel együtt nagy idősebb gránit-tömegek között erősen gyűrtek. Az alaphegység három, egymástól lényegben eltérő képű részből van. Az egyik a Száridsász-folyó tengelyétől délre van. Ez igen erősen gyűr, nyugat-keleti csapású, fiatalabb (karbon) gránittal áttüzdelt pala-redőzet. A karbon előtti üledékes kőzetek itt hatalmas gránittömegek benyomulásával kapcsolatos összehpréselése és átkristályosítása által lettek külön tömeggé, melyet a mezozoikumban történt penepelés lepusztulás simított le. A karbon elején befejezettnek tekinthető gyűrődés és a tömegben az átkristályosított üledékekével (az Asutörben főleg sericitfillit és aktinolitos epidotpala) legalább is egyenrangú gránit itt meztelen fennsík. Az alsókarbon előntés rétegei, melyek az Asutör és Száridsász északi oldalán a tájképen is feltűnően mutatkoznak vékony- vagy vastagpados, ép és üde mészkő-tábláikkal, hiányoznak róla. Az Adirtör-Bajumkol négyezer méteres firmezője, melyen nagyrészt alig mozgó táblajég fekszik, olyan peneplés, melynek térszíne a prekarbon redőzetig ható lenyírásból keletkezett.

A második rész a Bajumkol alsó szakaszának, a Narinkolnak és utóbbi keleti szomszédságának megszakítás nélküli gránitlemeze. Ez észak-déli irányban 22 km nyugat-keleti irányban 52 km terjedelmű karbon-előtti masszívum, amelyet leghelyesebb *Narinkol-masszívumnak* nevezni. Eddigi ismereteink szerint a biotit-gránit tömegét itt semmi sem szakítja meg, a masszívumra került fiatalabb kőzetek pedig úgy látszik, teljesen lepusztultak róla. A masszívum környezetére nagy nyomást gyakorolt, mert úgy délen, az Asutör-völgyben, valamint nyugaton az Akköl-Akszai völgyben, ahol pikkelyesen feltorlódtott redők szegélyezik, maga is erősen átpalásodott.

A Narinkol-masszívum északi szegélyzetén a délihez hasonló karbongyűrődés csatlakozik és sımul a masszívumhoz. A Narinkol-völgy alsószakaszán, fekete amfibolpala Ny-K csapású redőzete van és gránodioritba (101. sz.) beágyazva. Innen 15 km-rel keletre az Ürtentő és Muzart-völgyek között *Leuchs* melafirral áttört gnejsz- és csillámpa-redőzetet talált hasonló helyzetben. A Narinkol-völgytől nyugatra egészen a Tekeszig követhetem ezt a redőzetet. Ott a legalsó karbonba tartozó meszespalák elárulják a gyűrődés korát is, az alsókarbon derekát. A hegyszerkezetben itt az északi szegélyzetten azonban már mindenütt a Tekesz-medence törésvonalai uralkodnak. A Narinkol-völgyben az imént említett amfibolpala-redőzet maradványát is vastag amfiboldiabáz-porfirit

telér választja el a Narinkol-masszívumtól. Ez a telér már a poszt-karbon süllyedés kísérője volt.

A harmadik rész lényegesen eltérő az előbbi kettőétől. Ez a harmadik rész igen erősen töréses szerkezetű, megrokkant, süllyedezett. Ezért alacsonyabb és rögzesebb, darabosabb, tagoltabb földtani értelemben. Mindenekelőtt azt kell megemlítenem, hogy ezt a harmadik részt, melyet *Mintör-rögvidéknek* neveznék, sajátos észak-déli, vagy ettől nem nagyon eltérő északnyugati csapású töréses öv választja el a Narinkol-masszívumtól. Az ilyen, a Tiensán hegyszíri főtengelyére merőleges zavarok innen nyugat felé többször megismétlődnek. A szerkezetben levő ilyen elemeket, ezeket az egyszer merevonalú törésként, máshol erős flexurás elhajlásként, esetleg (én ilyent nem láttam) oldalnyomásos redőzetként megjelenő arculati vonalakat *Gröber* harmadkori gyűrődéseként képzelte el. Azt a megfigyelésemet szögezem le, hogy a *Mintör-rögvidéknek* kisebb hegytöredékekből való összetapadása egészen szembeűnő. Ilyen a 4500 m-ig magas, a Narinkol és Alajgir közötti sziklahavasok gránittömbje, melybe csak kevés mélyülnek be a jegesek jégárai. Nagyon hasonló ehhez a narinkoli magas bérchez a Dsaszil-köl mögötti jegesek bérce, abban, hogy ez is olyan, mint egy hatalmas sziklavár, mely a nagy penepén térszínen kiemelkedik. A magassága is hasonlóan 4500 m körül lehet, vagy valamivel talán több. A dsaszilköli jegesek röge azonban nem tiszta gránit, mint a narinkoliaké, hanem a gránit mellett erősen összepréselt, pikkelyesen feltorlaszolt prekarbon-pala csomagok vannak. Ezen az igen magas, messze látható, jégárrakkal megrakott hegycsoporton azonban még a narinkoli jegeseknél is szembeűnőbben nyilatkozik meg az, hogy a gyűrt alaphegység töréses szerkezettel vált ki környezetéből. Akármennyire fenségesen merednek ki a 4500 m körüli jeges csúcsok, együttvéve egyetlen, mintegy 12 km hosszú és 5 km széles lemezből vannak kivésve. Sőt táblából, mert az előbb vázolt gránitból és palából való redőzetet mészkőrétegek majdnem vízszintesen borítják be. Alig lehet kételkedni abban, hogy ez a boríték az alsókarbon legfelső szintjébe sorozott transzgressziós mészkő, illetve az ebbe a korba helyezendő transzgressziós üledékek legalsó rétegcsoportja, melyet kivált délen távolabb már a tiszta felsőkarbon-rétegek képviselnek. A felsőkarbon-rétegek nyugalmas táblái, melyek rajzaimon is feltűnnek, mutatják a gyűrődéses orogén időhatárát. Természetesen abban egy pillanatig sem kételkedhetünk, hogy ezek a hegyóriások nem régi maradványai a mészkőtáblának, vagyis, hogy a tábla még egészen üdén mutatkozik a szirtekre, sziklákra szétbomlásban.

Nem is kerülhetett ebbe a magasságba régebben, mint nem sokkal a pleisztocén előtt, legrégebben a neogén derekán.

A Mintör-rögvidéknek csak egy ilyen jégáras darabja van. De azért a Narinkol-masszívum egyneműségével szemben ugyancsak tarka képet mutatnak alacsonyabb helyzetű rögei is. Míg a Narinkol-masszívum, úgylátszik, csupa biotitgránit egytestű tömege, ugyanez a gránit a Mintör-rögvidéken kisebb darabokra töredezett. A Karaköl-völgyben alig 5 km széles, mellette nyugaton a Kakpak-völgy szelvényén 12 km, a Tekesz-basiban is kiszélesedik újra 10 km-re, a Tiek-völgy vonalán pedig alig dugja ki magát a felszínre. Keidel szelvénye mutatja, hogy a következő Kokdser-völgy szelvényén, 4 km-es palaredőzettel elválasztva, két prekarbon gránit-tömeg van. Egy kisebb északi, ami megfelel a Tekesz-basi magasságának, és egy déli, mely az előbbinél jóval terjedelmesebb. A kettőt egymástól alsókarbon redőzet választja el, mely a felszínen valami 3 km széles sávban jelenik meg. A Mintör-vidék tehát sok apró rögből áll. Ezeket egymástól törések választják el. A törések valóságos rácsos szerkezetet alakítottak ki. Közöttük a rögök hasonlóak a sakktábla különböző színű mezőihöz. Tarkaságuk csak annak következménye lehet, hogy az egyes rögök, még a peneplén-térszín kialakulása előtt, vagy később egymással szemben függőleges irányban elmozdultak. Azt, hogy a törésvonalak és elmozdulások kora a paleozoikum végére teendő-e, vagy az Isszik-kul és Tekesz-medencék besüllyedésének korába, a neogénbe, csak későbbi részletesebb kutatások dönthetik el. Az kétségtelen, hogy a legfelső alsókarbon-rétegekkel kezdődő transzgresszió már összetöredezett térszínre ért, a transzgresszióknak tábláit újra erős törések érték, a peneplén térszínben ugyancsak vannak erős tektonikus lépcsők, az pedig egészen világos, hogy a hanhai-réteget is erős összetördeleés érte. Itt nem tehetünk többet, mint, hogy utalunk a rögök sokféleségére.

A *Tekesz-basi* röge már nem olyan egynemű gránit-pajzs, mint a Narinkol-rög. Apró darabokra töredeződött. Jelentékeny porfirít-kiömlések arra vallanak, hogy az összetöredezése a karbon után történt, mert a gránodioritok, melafirok, porfirok és porfiritek kitérései átütötték a felsőkarbon transzgressziós rétegeket is. Itt a Tekesz-basiban azt ugyan nem láttam, hogy milyen kapcsolatban van ez az orotektonika a nagy peneplénnel, de távolabb északkeleten a Kuldsai-Nansánban szerzett tapasztalatok alapján jogosultnak látszik az a feltevés, hogy ez a feldarabolás és vulkánosság a karbonnál és a nagy peneplén kialakulásánál sokkal későbbi korú. Erre vall egyébként a déli szomszédságban a nagy szrt-ek

peneplénjének aránylagos épsége ott, ahol a porfirít-kitörésekkel kísért törések hiányzanak. *Gröber*, az én előzetes közléseimre is hivatkozva említi fel azt, hogy az egész Tiensánban harmadkori gyűrődést is fel kell tételezni. Itt azonban hangsúlyoznom kell, hogy a most említett tektonika erősen töréses szerkezetre utal, a rácsos szerkezet is elsősorban a hosszanti, tehát a karbon-redőket követő és az azokra haránt, merev törések következménye, a porfiritek is ezekből a törésekből nyomultak ki és ezekbe a törésekbe süllyedtek be a középkarbon-táblák is, ahol a kemény gránitdarabok között zúzódtak és gyűrődtek. Ennek az orotektonikának kora bizonytalan ugyan, de bizonyosan nem fiatal harmadkori, hanem idősebb. A Tekesz-basi röge ugyanis ezután ismét hegység lett, sőt erősen lekopott. Lekopott, mielőtt azok a hanhai-homokkövek, arkozák és konglomerátumok, melyek messze látható vízszintes rétegekben építik fel köröskörül a 5500 m-nél magasabb hegyhátaikat és amelyekből a legszebb gerincek, szirtek és csúcsok vannak kivésve, erre a második peneplénre lerakódtak. A fiatal-harmadkori nagy epirogén kiemelkedés aránylag igen keveset változtathatott a Tekesz-basi rög felszínén, mert a széttépdesett hanhai-rétegektől eltekintve erősen érvényesül rajta a peneplén-jelleg, a fennsík-szerűség ma is. Ezen a pleisztocén eljegesedés is rombolt ugyan, mert a már ismertetett hatalmas teknővölgyeket vájta ki rajta, a Kicsine-Kakpak-ban pedig mély szurdokot, a peneplén jelleg mégis uralkodó tudott maradni.

A Tekesz-basi rögétől délre, közvetlenül mellette van a nagy szrt, a nagy fennsík. A posztkarbon peneplén sehol sem épebb, mint itt. A nagy fennsík széles, majdnem teljesen vízszintes tetőkötől és igen enyhe hajlatokból van. Keleten elnyúlik a dsaszilköli rög sziklahavasai alá. Itt pereme mintegy 5800 m-ig ér. Almásy Kakpak-szrtje ez, mely lehet vagy 5 km hosszú. A pleisztocénben táblajég borította és ennek lefolyt lepényei oldalába mély vájtokat, cirkuszokat véstek. A Kaskatör-hágótól nyugatra 10 km hosszúságban terjed a szrt úgy, hogy lassan 5700 m-ig emelkedik. Itt 2—3 km² terjedelmű, talán 100 m-rel magasabb asztal-alakú hegyhát van, lehet, hogy szintén a transzgressziós mészkőtábla maradványaként. Ez a Mintör-szrt. Azután mélyen lehajol a peneplén-térszín nyugat felé. A Mintör 5800 m-es asztalától nyugat felé legalább 15 km-ig 5400—5500 m-ig érő lapos púpok között 5500—5400 m-es széles hajlatok vannak. Ez a Törujuk-szrt. Az én átjárómnak legmagasabb pontját 5550 m-nek mértem. Jogosultnak hiszem azt a feltevést, hogy a peneplén térszínnek ezek a lapos tetői innen nyugat felé még messze terjednek. Ezen a 60 km hosszú

szakaszon tehát nemcsak hiányzik az orosz térképek jeges hegylánc, a köztudatba átment Terszkej-Alatau jeges csúcsokkal koronázott gerince, hanem egy igen szelíd hajlatú hátság van a helyén. A magas számok ellenére. Mert északon a Kokdser-völgy fenekét a hátság alján 2770 m-en léptem át, a déli oldalon pedig a Száridsász a Mintör torkolatában 3040 m-en van. Az a főkérdés e helyen, hogy a kétségkívül egykorú és egyeredetű peneplén térszínnek ez a, bár csekély, a Mintör-szrt oldalától a Törujruk-hágóig például 50 ezrelékes hajlata a Gröber-féle harmadkori rácsos gyűrődés jelenségei közé tartozik-e, vagy az epirogén felemelkedés után bekövetkezett, a jégkorszakban fokozott lepusztulás eredménye?

A nagy szrt-térszín alaphegysége egész terjedelmében az alsókarbon gyűrődésből kiszakított rögnék látszik. Vasas kloritos homokkő, fillit, meszes homokkőpala, agyagos kovapala és az ismert fénylően fekete, mészpáteres alsókarbon mészkő, valamint a productus-héjas szürke, vastagpados mészkő gyüredéke. A Törujruk-szrt alatt mállott gnejsz-törmeléket találtam. Tehát ugyanazokat a kőzeteket, mint Keidel 20 km-rel távolabb keletre a Kakpak-Kaskatör szelvényén. Itt a Törujruk-szrt-en csak annyi szerkezeti különbséget láttam, hogy a Keidel szelvényén a productusos-mészkő transzgressziós kvarcitkonglomerátum fekvőjével a palaredőzet függőleges rétegfejeire vízszintesen borul, itt ellenben a meztelen palafejek állnak ki végesvégig a gypen. A karbonmészkő mindkét fajtája törésvonalak mentén a palák közé sülyedt. A letarolás, a peneplén kialakulása ilyen helyzetben érte azokat is. Maga a Száridsász-árok is itt a Mintör és Törujruk alatt ilyen tektonikus besülyedés, melyben a karbon mészkőrétegek ugyancsak erősen össze vannak préselve, sőt függőlegesre is állítva. (A- szelvény). Egyébként a Törujruk-szrt-en is, habár már majd-hogy lepusztulva, a peneplén-térszínen nagy vörös púpok jelzik még a hanhai-rétegeket.

A Tiek-rög valóságos romhalmaz. A Kokdser 2770 m-es pontjától a Tiek torkolatáig (2690 m), majdnem pontosan 20 km szélességben foglal helyet a mészkő-szirtek hegyvidéke. Egyik sem magasabb 3800 m-nél. Ellentétben a szomszédos Mintör-szrt laposságával, ez a hegyvidék erősen tagolt, völgyekkel, árkokkal szabdalt, ami hegyszerkezetének egyenes következménye. De ilyen feldarabolt volt már a hanhai-rétegek keletkezése előtt is, mert a sárga és vöröses-sárga arkózák, homokkövek és konglomerátumok nyugtalan térszínű, erősen feldarabolt mészkőhegységet borítottak be, nemcsak nyakig, hanem e hegyvidéket igen

vastagon elborítva, teljesen betemetve. Innen van, nem pedig későbbi tektonikai folyamat eredményeképpen, hogy a mészkőrögök között, mély árkokban, majdnem nyugodtan fekvő rétegeket találunk. Ilyen hanhai-rétegek fedik a hegytetőket is. Ezekből vannak, mégpedig ugyancsak meredek sziklák alakjában, a csúcsok is ki-
yészve. A nagy epirogén emelkedés után itt nem állott a lepusztulás útjába olyan hatalmas palatömeg, mint a Mintör-szrté. A völgyek ugyan nem valami mélyek itt sem, de azért szürke mészkőfalak és vörös bástyák, szurdokvölgyek között, elég nagy változatos-
ságot és tarkaságot teremtenek.

A *Kölu-rög* keleti határvonalát a Száridsász árkának a Bektör torkolatától a Kölu-torkolatáig terjedő vonalán kell kirajzolni. Ez a törésvonal kétségtelenül tovább terjedt a Száridsász északi nagy szurdokának irányában, ahol nemcsak a hegyszerkezet mutatja a törésvonalat, hanem posztkarbon vulkános kőzetek, diabázporfirít és ofitos diabáz jelenléte is elárulja azt. Mondanom sem kell, hogy itt a nyugaton 5500 m-es magasságot érő Ede-hegy rögének a szurdoktól keletre levő 4000 m-ig érő hegység fölött levő emelete megerősíti megfigyeléseinknek előbbi magyarázatát. Az tehát kétségtelennek látszik, hogy a Magas-Tiensánon haránt vonul egy nagy észak-déli vetődés már az alaphegységben, mely még a nagy peneplén kialakulása előtt keletkezett. Figyelni kell arra, hogy milyen kihatással volt ez a vetődés a peneplén felszínére annyiban, hogy vonala kezdettől fogva kihatással lehetett a folyóhálózatra. Azt azonban, hogy ez a vetődés a peneplén kialakulása után megújult és a Tiensán egész szélességében ketté vált, minek következtében a Türgén-Akszu és Dsanart vonalán (körülbelül a 79. földr. hosszúság vonalán) a nyugati magasan maradt oldal emelet-szerű lett a Kántengri-oldal lebillent szegélyzete felett, s hogy ebbe a vetődésbe folyt a Száridsász, összegyűjtve mindkét oldal nagy hosszanti völgyeinek vizeit, bizonyítottnak lehet elfogadnunk.

A Kölu-rög északi határvonaláról még egyetlen adatot sem ismerünk. Az valószínű, hogy az Isszikkulba ömlő Dsittiogusz és a Türgén-Akszu völgyek közén nagy gránit-tömeg van, melynek peneplén-tetőtér-színét a folyóvizek teljesen feldarabolták. Az észak felé lefutó patakok igen kevés palát és mészkövet hordanak le, ellenben tömérdek gránitot. Egyelőre tehát fel kell tételeznünk, hogy itt is, Almásy Ilona-tója körül a Kakpak-Narinkol vidékhez hasonló felépítésű gránit-lemez van, mely a Kölu-rög tartozéka.

Nem sokkal többet tudunk a Kölu-rög nyugati határáról sem. Csak sejteni lehet, hogy az Irtass-völgy tájékán kell azt keresni, arra azonban geológus még nem járt. Az Irtass-völgynek azon a

szakaszán, melyen előttem Friederichsen is járt, a két oldal felépítése hasonlóan látszik, úgyhogy ez a nagy penepmén térszínbe mélyesztett kimosásnak tekintendő. Az itt megfigyelhető törésvonalak, melyek egyikébe diabáz is nyomult, mind hosszanti törések, tehát a Kölü-rög déli peremtöréseinek rendszerébe tartoznak. A Kölü-teknőtől nyugatra két hegyóriás-csoport van, az Alexander- és Petrov hegységeké. A kettő között pedig az Irtass széles völgye, melyet a pleisztocén jégárok súroltak ki terjedelmes teknővé.

A Kölü-rög déli szegélyét olyan hatalmas törésvonalak rajzolták ki, melyek a szerkezetben is, a tájban is erősen érvényesültek. Ezeknek tengelye az Isigárt torkolatától az Inilcsek torkolatáig húzható vonal, mely az Inilcsek völgyén még messze folytatódik, hiszen szerkezeti árkában van utóbbi folyónak alsó szakasza is. Minthogy ez a törésvonal-rendszer része az Ücskül völgyrendszernek, itt csak a határvonal tényét említem meg.

Az így körülhatárolt Kölü-rög szerkezetéről a következő adatokat közölhetem. Legfőbb vonásokban három nagy kőzetcsoportot tudtam megállapítani. Az első itt is az agyagpalák ismeretes, majd mindvégig függőlegesen álló csoportja. Benne itt is a fekete, zsírfényű, vagy fémesfényű, összeropedezett, ezért törmelékképzésre hajlamos agyagpalák, a karakorum-palák játsszák a főszerepet. Színük azonban a lilavörösre is felélénkül, helyenkint pedig zöldes homokkőpalák és fillitekkel váltakoznak. Fehér márványpadok csak igen ritkán lépnek fel a palacsoportban, de egy vastag padot találtam a Mollah-torony aljában, alsókarbon fekete mészpala fekvőjeként. A második csoport a gránit. Olyan nagytömegű itt a gránit (biotitgránit, biotitamfibolgránit, benne vastag biotitminettelélékkel), hogy a felszínen is túlsúlyban van. A harmadik kőzetcsoport a transzgressziós karbon-mészkő rétegeké, melyek az első kettő egymásba tapadt tömegén, lenyírt tetején fekszik erős szögeltéréssel és elkülönült szerkezetben.

Az alaphegység palacsoportja építi fel a Kölü-tau főtömegét. A Berkut-szrt-től kezdve csak kevés gránit, gnejszgránit és gránitbreccsa van a palákba préselve. Itt egy 35 km hosszú, keleti szakaszán délnyugat felé hajló, nyugati szakaszán már majdnem egészen nyugati csapású pala-öv van, mely az Irtass-völgyben 17—18 km széles. Ezzel szemben az északi szomszédos hegység, tehát a Terszkej-Alatau megfelelő szakasza majdnem teljesen gránitból épült fel. A kettő között nem a Kölü-völgy folyosó-szerű árka a határ. Annak ellenére, hogy a Kölü sikátor-völgye 18 km hosszú szakaszon csaknem egyenes vonalú, sőt, hogy ez a feltűnő

egyenes vonal 150 km távolságban egészen a Bajumkol-völgyéig csaknem megtörés nélkül követhető, tehát hegyszerkezeti fővonallal vehető. A Kölü és valamennyi mellékvölgye árkaikat a palacsoport szerkezetétől függetlenül vésték ki. Éppen a belső hegyszerkezeti és a hegyrajzi fővonalaknak ez az igen csekély iránybeli eltérése teszi feltűnővé azt, hogy nemcsak itt, a Tiensán domborzata majdnem egészen független a karbon-korú alaphegység szerkezetétől. Annál nagyobb szerepet játszottak kialakításában a későbbi földtörténeti alakulatok, a középkorban transzgresszió elsimítása, majd a nagy peneplén térszín kialakulása.

Nem kételkedünk abban, hogy az alsókarbon gyűrődés, mely az összepréselt idősebb palákat újra meggyúrte, magával ragadott olyan alsókarbon mészkő-rétegeket is, melyek épségüket megtartották. Azt azonban tényként állapíthatjuk meg, hogy a Kölüvidéken is telepedtek fiatalabb karbon-mészkő takarók az alaphegységre. Három féle helyzetben találtam ezeket. Először a Kölüvölgy árkában. Maga a Mollah-sziklatorony, mely a Kölü-völgynek jellegzetes szirtje, grániton és agyagpalán fekvő mészkőrétegekből vésődött ki. Legalul fehér kristályosmészkő van, melynek kapcsolatát nem találtam meg. Erre a jól ismert alsókarbon feketeszürke mészpala következik, mely a már felsőkarbonba sorozható fehéreres sötét pados mészkő fekvője. Erre következik, igen nagy vastagságban a vastagpados világosszürke mészkő, de már a Mollah-torony mögött, abban a meredek sziklafalban, melyet a Mollah és a Sarkaritma (-vízesés) mély árcai hasítanak be. A Kölü-völgy árkában feljebb, a Karakoltör torkolata felett is rábukkantam erre a mészkőcsoportra. Nem nehéz a távolból sem felismerni, mert az alaphegység nyugtalan és préselt vonalaival szemben igen feltűnőek ennek a mészkőcsoportnak nyugodt fekvésű rétegei, szabályos görbületei, szóval enyhe redői vagy gyüretlen táblái. Második helyzetben igen magasán, a Száricsát-jégárok között talákoztam a mészkő-takaróval. Kétségtelennek tartom, hogy mindkét helyzetbe utólagos dinamikai befolyások által kerültek az eredeti, tehát a harmadik látott helyzetből a transzgressziós karbonmészkő-táblák darabjai. Ez a harmadik helyzet az általános síma takaró, melyből az epirogén felemelés által a tetőtérszínen csak foszlányok maradhattak meg. A Kölüvidéken a mészkő-takarót aránylagos nyugalmi helyzetű táblákban sehol sem sikerült elérnem. Csak nagyobb távolságból sejthettem, hogy a legmagasabb fennsíkok vastag jégtáblái, táblajege alatt, talán éppen e táblajég védelme következtében nagy kiterjedésben vannak ilyenek. A Bordu-szriten kiemelkedő, mintegy 4800 m magas

táblahegy alakja is arra vall, hogy a mészkő-takarónak a lepusztulástól keletkezett egyik foszlánya ez. A táblajéggel borított magas fennsíkok a Kölü-vidéken is olyanok, mint kis „grönland“-ok, melyeknek símaságából nunatak-szerűen emelkednek ki egyes csúcsok. Az ilyen kimeredő jeges sziklahavasok közül a legnagyobbak bizonyosan nem nunatakok, hanem összetöredezésben keletkezett magas-rögök, de a kisebbek és különállók között sok lehet a lepusztulásban keletkezett maradványszirt is.

A Kölü-vidéken keletkezett főtörések, mint említettem, bár hosszantiaknak nevezhetők, nem alkalmazkodnak a Kölü-patak palatömegének és a Terszkej-Alatau gránittömegének tengelyéhez és főhatárvonalához. Míg a palatömeg alaphegységi redőzetének tengelye meghajlott és inkább nyugat-keleti irányú, addig a Kölü-árok főtörésvonala egyenes, némi szög alatt szeli a gyűrődési fő-tengelyt. Ez a főtörésvonal lett, nyilván keletkezése óta a Kölü-vidék vízrajzi alapvonala. Általa az alaphegység ketté vált. Így a Kölü árkanak felső fele, a Bordu-torkolattól kezdve, a palaövben van, azon alul az alsó fele pedig mindvégig a gránitban. De ennek a törésvonalnak keletkezési idejét megállapítani nem tudtam. A sarkaritmái porfir-kibukkanás arra vall, hogy a törés régi, a nagy penepmén kialakulásánál nem későbbi. Maga a penepmén ma igen széles teknő, melynek fenekén a mélyvonalat foglalja el a törésvonal. Ha a Kölü-sikátorvölgy falainak koronáját mérjük, ez a fenékvonal a sikátorvölgy bevéődése előtt a Kölü-hágóról, a mai 4100 m-nél magasabban levő pontról a Törpu-szrt 3630 m-nél magasabb pontjáig helyezkedett el. Ez így 60 km hosszúságon 500 m-nél kisebb esést jelent. A teknő oldalainak lejtése a hasonló magassági értékszámok között 10 km-re tenne 500 m-t. Ötven ezrelékes legnagyobb átlaggal tehát valóban fennsík-jelleg bontakozott ki, ha az epirogén emelkedést az egész területre egyenletesnek képzeljük el.

Feltehető, hogy a hanhai-rétegek az egész Kölü-vidéken hiányzanak, ami nem mondja azt, hogy ilyenek rajta nem is keletkeztek. Ezt a tényt ki kell emelnünk. A hanhai-rétegek lepusztulása az epirogén emelkedés nagyobb magasságára vezethető vissza. A nagy teknő túlságosan apró szrt-mezőkre tagolódott fel, a folyóhálózat sűrűsége és a medrek mélysége nagy lett. A hanhai-rétegek maradványaiból csak apró foltokra számíthatunk. Mély lett a főárok is. Ma 4100 m-ről 2690 m-re esik, tehát ezer méter a túlmélyítése a teknő fenékvonala alatt. Gigantikussá tette ez a sikátorvölgyeit tájképíleg is. A sikátorvölgyek kivésése jóval a jégkorszak előtt indult meg. Munkaelméletben legalább a neo-

gén derekára kell tennünk az epirogén emelkedés megindulását, de mint később azt látni fogjuk, még ennél is korábbi időpontra.

A jégkorszak Akkija-állapotában természetesen jég borította az egész Kölü-vidéket, csakúgy, mint a Száridsászét is. Erről bizonyosságot tesz a Kölü-völgy alakja egészen a torkolatáig. Az Akkija-állapot főjégárja a mai árokban foglalt helyet, s feltehetően ez a jégár alakította át keskeny V-keresztmetszetű szurdokból széles, U-keresztmetszetű völgygé, melyet a Száricsat torkolata alatti szakaszon később fluvioglaciális terraszok kavicsai töltöttek fel.

Hegyrajzi értelemben igen szembetűnő vonal, a *Száridsász harántárka* hasítja ketté az egész Magas-Tiensánt, mely a Berkut-szrt-től a Dsanart-Alaajgir völgyig kereken 80 km hosszúságban ismeretes.

Egyetlen nagy haránttörés ez, mely a Tiensánt egész szélességében érte. Az első, ami rajta feltűnik, mértani egyenes vonala. Hangsúlyozni kell azt a tényt, hogy a tágabb értelemben vett környék, sőt az egész Tiensán régi törésvonalai feltűnően egyenesek. Ez általában bizonyos merevséget és rácsos arculatot okoz. Eredményeképpen csupa hosszú egyenes völgy és sok hosszú egyenes hegyerinc van a Tiensánban. Azzal az értékben nem kevésre becsülhető éles megfigyeléssel szemben, hogy a Tiensán arculatán a peneplán és a felemelt peneplán-térszín fennsík jellege az uralkodó (DAVIS), itt ki kell emelnünk azt a tényt, hogy a Tiensán arculatában az alaphegység rácsos törésvonalrendszerének, tehát az alaphegység rögszerkezetének legalább is egyenrangú szerepe van az előbbivel. Jól mondja tehát GRÖBER, hogy a Tiensán egyszerűen plateau-nak nem nevezhető. Már volt szó arról és a későbbiekben még több is esik róla, hogy a Tiensán hegyóriásai és magas sziklahavasai általában magas hegyszerkezeti rögökből vannak kivésve, tehát nem lepusztulási maradványok, sem a szibíriai golecek, sem a grönlandi nunatakok értelmében. A gránitba ágyazott prekarbon palarögök, a gránit, diabáz, gabbro stb. eruptívumai által kísért alsókarbon redőzetek, de a kevésbé gyűrt felsőkarbon táblák is külön-külön rögökre szakadoztak szét, még pedig nemcsak a peneplán-térszín kialakulása előtt, szóval a paleozoikum végén, hanem a nagy peneplán-térszín kialakulása után is, sőt ennek a térszínnek hanhai-rétegekkel történt elborítása után is. Ismeretesek főleg igen hatalmas felsőkréta-eocén törések, azonkívül neogén-törések is. Ezek nemcsak nagy süllyedékes medencét kereteznek, hanem alaposan behálózják a hegységeket is. A Magas-Tiensán tehát csak volt fennsík, de ma már nem az.

A Száridsász szurdokban feltárt hegyszerkezet a következő képű. A főtömeg hús-vörös biotitgránit. A gránitba ékelve, NyÉny (290 fokos) csapású, teljesen függőlegesre állított zöldszínű palás kőzetet láttam, jelentékeny vastagságban, ami feltehetően azonos KEIDEL fillitjével. Szemben a fillit palafejeivel a nyugati parton biotitgránitba véste szurdokát a Száridsász. Itt a vetődés tehát valószínű. A szurdok északi kapujában jelentékeny tömegű ofitos diabáz, ezen túl a Taldibulak árkában pedig diabázporfirit van. A hegylánc déli oldalán a grániton fekszik, de igen meredeken felállítva palás mészhomokkő, melyet az alsókarbon transzgresszió rétegsorozatából jól ismerek. Ennek a csapása a zöldpalák csapásához hasonló, míg az inilcseki törésvonal legalább 40 fok szögeltéréssel szeli le. A palás mészhomokkőre ezüstszürke, vékony leveles mészkőpala következik nagy vastagságban.

Az *Ücskül-medence* csaknem háromszögű medence. A Száridsász-Köliu szinklinálishoz hasonló második szinklinálisnak be-süllyedt középső darabja. A szinklinális fogalomjel itt a nagy peneplén-térszínnek az epirogén-emelkedésben keletkezett hajlataira vonatkozik. Ahogy a Száridsász-tau és Köliu-tau egymáshoz tartozó szerkezeti láncolatától északra van egy hajlat a peneplénben, melyen a Száridsász és Köliu folyók egymással szembe folytak a Magas-Tiensán nagy haránttörésére, épenúgy egy második ilyen peneplén-hajlatot kell kirajzolnunk az előbb említett hegyláncolatától délre is. Ennek a déli hajlatnak déli szegélyzetét az az óriás-hegylánc képviseli, melyet KEIDEL Dsanart-ívnek nevezett. Térképünkön a Dsanart-, Kajesi- és Kukurtuk-hágók és az orosz-kínai határvonala mutatják ezt a láncolatot, mely nemcsak azzal tűnik fel, hogy a száridsászi Aksirják és a Koksál folyók vízváltatója, hanem azzal is, hogy talpig jeges hatazreszek ülnek rajta. Az Ücskül-medencét ebből a déli hajlatból főképen a nagy haránt-törés szakította ki, még pedig egy második haránt-törés segítségével, mely a hajlatot ért hosszanti törésekre szinte pontosan merőleges. A két szinklinális között van szerkezeti hasonlóság, ami hasonló történeti kialakulásra enged következtetni. Csak a hajlatok belső süllyedékeinek alakjában van feltűnő különbség. Míg a Száridsász-medence árkos-süllyedék hosszanti törések közén, s ezért nyugat-keleti tengelye van, addig az Ücskül-medence háromszögű. Ennek megfelelően az Ücskül-medence déli széle, ahol hosszanti törések vannak, más képű, mint a keleti és a nyugati széle. Délen alacsony, de éles tarajúvá keskenyült sziklagerincek között kanyarog a Száridsász-folyó

szurdoka, keleten és nyugaton a medence felé letört sziklafokok néznek.

Az Ücskül-medence északi sarka legalább 500 m vastagságú törmelékkal, kavicssal kitöltött fülke. A szurdokból kilépő folyó vize ebbe a kavics tömegbe ütközik, melyet kikerülni kénytelen és arra kényszerül, hogy nyugat felé forduljon. Két km-nyire kapujától a Kaüdübulak törmelékkúpjába, de egyúttal a nagy haránttörés sziklafalába is ütközik, s itt ismét déli irányba fordul, mindvégig a maga ásta terraszos völgyben. Magában a medencében hanhai-réteget nem találtam, mert a diluviális kavics itt mindent elborít. A medence ilyen kavicssal kitöltött zsák. Ellenben a szomszédos Terekti-völgyben, valamint az Aksirjákban széles terjedelmű vörös hanhai-rétegek tanuskodnak amellet, hogy az Ücskül-medence süllyedékje igen fiatal, s hogy diluviális kavicsai alatt hanhai-rétegeket lehet sejteni.

A *Kölu-tau* déli szegélye, amely a Terekti-völgyre néz, legalább 50 km hosszúságban egyetlen hatalmas törés. Ugyanaz a vetődés vonul végig ennek a hegytömegnek déli oldalán, mely messze terjed az Inilcsek völgyén kelet felé és feltehetően nyugat felé is. Az Irtás-völgy diabáza a Gyaman-patak torkolatával szemben legalább is beleesik egyenes vonalába. Ez a törésvonal is igen régi. Csak később új szerepet nyert, s a neogén újra összetöredezés alkalmával lett a hegység arculatára közvetlen kihatású, mint annyi más, a neogénben kiújult szerkezeti vonal. A Terekti-völgy vonalán áthaladó törésvonal orotektonikai fővonallá szintén csak a neogénben lett. Ekkor ugyanis közte és az Ücskül-völgy hasonló eredetű törésvonala között nagy ároksüllyedéknek kellett kialakulnia, mely alakjában nem, de eredetében hasonló volt a Száridsásznak a Kölu-torkolat feletti ároksüllyedékjéhez. Alakjában más lett ez a süllyedék, mert a Terekti-völgy és az Ücskül-völgy között a leszakadt lépcsőfokhoz hasonló, keskeny, hosszú lemez elég magasan maradt ahhoz, hogy belőle alacsony hegygerinc, a mai Terekti-tau megmaradjon. Legfőbb bizonyíték a völgy északi és déli oldalon való egymástól eltérő felépítése. Északon, tehát a Kölu-tau falában a gránit az uralkodó. Palás mészhomokkő, fillites fehérszürke mészkőpala és fehéreres sötét alsókarbonmészkő függőlegesre felgyúrt redőzete kíséri a gránitot, mely itt is főképen húsvörös biotitgránit tömegnek látszik. De ezt a redőzetet, bár csekély szögeltéréssel, lemetszi a gránitról a vetődés, úgyhogy a Terekti-torkolat felett 12 km távolságban már a meztelen gránittömeg áll a völgy falaként. A Terekti-völgy egyenes vonala sem keletkezett volna a törésvonal egyenessége nélkül, de

közömbössége a kőzetanyaggal szemben egyenesen feltűnő, csak úgy, mint a többi völgyé a Magas-Tiensánban. A törésvonalat egyébként a völgy torkolata körül kézzel foghattam. Itt az alsó-karbon mészkőre ráborul a fillites, idősebb pala.

A déli völgyfal, vagyis a Terekti-tau egész terjedelmében a pala-csoport kőzeteiből épült fel. De itt is a ferdén, bár csak legfeljebb 10 fok szögeltéréssel, szelő törésvonal miatt a torkolattól 12 km-nyire a gránitnak egy foltja jelenik meg. Különös súllyal esik latba végül a Friederichsen-féle Terekti-hágói és az általam a Terekti-völgy alsó szakaszán felfedezett hanhai-rétegek helyzete. Ezek a nagy penepléne lerakódott édesvizi hordalékok és lepusztulásból származó törmelékek, leszámítva persze a sok „kizil-szu“ (vörösvíz) által történt átrakást, mind a penepléne fekszenek, illetve a fiatal (neogén) sülyyedékekben elbújva vannak. Ezért jobb híján, Közép-Ázsiában a vezérkövületek szerepét veszik át. FRIEDERICHSEN hanhai-röge itt is 3000—3800 m magasságban van 4500 m-ig érő karbonmészkő-falak vetődése alatt. A Terekti-völgy fenekén pedig 2800 m körül van egy fél-kilométernyi folt, mely feltehetően hanhai-réteg. Itt tehát fiatal beszakadások vannak, főképen észak-déli törések mentén. Az üstszerű hanhai-előfordulásokat alig lehet mással magyarázni, mint olyan sülyyedékekkel, mint az Ücskül-medence beszakadása. Ugyanehhez a kérdéshez tartozik végül a legmagasabb, az óriáshavas sziklabércek felvetődött rög-jellege. Itt a Kölü-tauban is vagy féltucatnyi jeges sasbérc emelkedik ki vár-szerűen a penepléne egyhangú térszínén.

A két keskeny hegygerincen túl délen megszűnik az északi oldal hegygerinceinek és igen hosszú, mereven egyenes vonalú völgyeinek párvonalassága. Úgy látszik, hogy a Tiensán északi oldalán az Isszikkul tengelyével egyközű és a Nárin-völgyben különösen feltűnő nyugat-keleti hosszú egyenes szerkezeti vonalak az uralkodók, ellenben a Nárin-vonaltól délre, valamint itt az Isigárttól délre úgy a prekarbon alaphegység redőzetében, mint annak utólagos töréseiben főkép ívek jutnak kifejezésre. Talán ezért más a Tiensán képe északról, ahol végeláthatatlan havas gerincek egyenes és merev vonalai állanak nyugat-keleti irányban, és délről, ahol a Tárim-medencére úgy néznek a hegláncok, mint a keletázsiai ívek az óceánra. Ez a különbség a Kölü-tau és a Dsanart-tau szerkezetében is kitűnik.

Az orosz-kínai határláncoktól délre főként KEIDEL, e láncoktól északra az én felvételeimből kitűnik, hogy az alaphegység a Száridsász kumári szurdokainak vidékén főtengelyét erősen déli

irányba fordította. Ez az alaphegység, melynek vezérvonalait az erősen összepréselt gnejsz-csillámpala-metamorfpala-mészpala csoport redőzetének általában könnyen felismerhető csapásvonalaiból rajzoltuk ki, a Kántengri-csoportban keskenyre torlódott össze. Lehet, hogy ebben van e terület hegyóriásai nagy (6—7000 m) magasságának eredeti szülője. De ismételten kifejtettük, hogy az alaphegység már a karbon-korszakban penep-lén-jellegű lett, annyira lepusztult. A lepusztulásból a leghevesebb gyűrődések területe sem tudhatott megmenekülni. Megmaradhatott azonban belőle a legerősebb gyűrődés nagy függőleges kiterjedésű csomagja. Ez azután szilárd pillér lehetett később, a nagy epirogén emelkedésben és magasra feltolt röggé lehetett a neogén süllyedések közében. Ebből a feltételezésből az következik, hogy az alaphegység szerkezetének kisebb lehetett a térszín magasságára gyakorolt hatása, de annál jelentékenyebb a hegységek szintben való elterjedésére. Az ugyanis kétségtelennek látszik, hogy az alaphegység redőzetének nagy kihatása volt a mai hegyrajzra.

A Kántengri tájéka felől az alaphegység redőzetének két nyalábja nyúlt nyugat felé. Az északi nyaláb merev és egyenes vonalú volt. Igen gyenge déli irányba kilengő hajlataitól eltekintve, ennek a nyalábnak tengelye mereven nyugati és délnyugati csapású. Ez az északibb nyaláb, mint később látni fogjuk, az Isszikkul és az Aksirják-hegység, tehát a 78. hossz. fok vonalán, merev vonalainak megtartásával szétterül, illetve szétágazik. Nagy ollót rajzol ki a térképen, melynek északi szára messze terjed nyugat felé a Terszkej-Alatauban, déli szára pedig, ugyancsak egyenes vonala megtartásával a Csatickul-ig terjed. A déli nyaláb ellenben merész lendületű ív, vagy ívek füzére, mely a Tárim-medence szegélyén Kásgár felé való irányban helyezkedett el. Míg az Isigárt-tau az északi nyalábhoz tartozik, a Dsanart-tau a déli nyaláb egyik ívének tagja. A kettő közötti tágulatban, melyet különben az alaphegység megzavarodott redőzete töltött ki, ma az Aksirják-nevű folyó vízgyűjtő területe van.

Két, különböző nagyságú gránit-tömbről kell említést tennem. Az egyik, az északi, az Isigárt-tau alatt van, s ettől délre, a hegység hosszában ül, mintegy 42 km terjedelemben. Szélessége a felszínen alig 10 km-t ér el. Ezt a gránit-rögöt a közepén levő aksirjáki sikátorvölgy nevével Ecskelütas (kecskehegy) néven szerepeltetem. A nagyobbik gránittömeg a Dsanart-tau belét alkotja. Ez legalább 60 km hosszú és a Kajcsivölgy vonalán 15 km széles. A két gránittömeg korát megvilágítja halványan az, hogy az alsókarbonban már befejezett redőzet hozzájuk símul és szinte

körülfonja azokat. A déli gránit rögöt legmagasabb ismert hegyéről (M.-hegy kb. 6500 m) Merzbacher-rögnek nevezem.

Az Ecskelütas-rög és a Merzbacher-rög között van a Kölkalkak-tau palaredőzete, mely keleti irányban elkeskenyül, nyugati irányban szétterül és szétágazik. Keleten az Ücsoko-hegység vele szerkezetileg feltehetően összefügg. A Merzbacher-rögöt délen ugyancsak egy, az előbbinél KEIDEL szerint sokkal szélesebb és hatalmasabb redőzet fonja körül. A karbon közepe tájába helyezhető tengeri elöntés mészkőtáblái itt is nagy foszlányokban találhatóak meg és itt is kétségtelennek vehetjük azt, hogy ez az elöntés már teljesen letarolt térszint ért. Angara-rétegek hiányzanak, ellenben a hanhai-rétegek vörös homokkövei nagy kiterjedésben találhatóak meg, de már csak a harmadkori süllyedésekben. Az Aksirják alsószakaszának teknőjében a hanhai-rétegek 3100, a Csagir-szu medencéjében 3600, a Bedel-medencében 3500 m magasságig érnek ma már a szélei. Kétségtelen azonban itt is, hogy a hanhai-rétegek eredetileg sokkal nagyobb területet borítottak el. A Csagir-Koüdü forrásvidékein, tehát a nagy Aksirják-hegység déli oldalán 4100 m magasságban a hegytetőn messze láthatók a tornyokra, csipkékre és gombaalakú sziklákra szétmálló, még mindig elég nagy tömegei.

A *Terszkej-Ala-tau* egyáltalán nem éles hegygerinc, hanem igen magas, táblajéggel borított fennsík. A fennsík szélessége helyenként a 10 km-t is meghaladja.

A Türgen-Akszu és a Ton közötti szakasz valamivel hosszabb 110 km-nél. A hegyszerkezet vázlatának alapja két szelvény, melyek a szakasz két végéről valók, egymástól 100 km távolságban. Én a két harántszelvényen kívül bejártam a szakasz mindkét lábvonalát, úgy északon, mint délen. Huntington a Zukucsak („Jukuchak”)-hágón kelt át. Ez alig van messzebb keletre a Kaszkatör-hágónál 4 km-nél. Az ő szelvényéről alig tudunk többet, mint amit ábrája mutat. Ezt összevetve az én két harántszelvényemmel, a megegyezés egészen feltűnő. A három szelvény alapján tehát feltételezni lehet, hogy a *Terszkej-Alatau*-nak az a szakasza, mely a Zukucsak és Ton hágók között van, 100 km hosszú kiterjedésben egységes hegyszerkezeti tag. Rövidség okáért ezt a rögöt *Arabel*-hegységnek nevezem.

Az Alexander-hegy gúlájának levágott koronája azt mutatja, hogy teste a peneplén-térszínből vált ki, tehát nem valószínű, hogy a peneplén-térszín lekopásából megmenekült golec (Härtling). Koronája alatt a csonthó alól kisötétlő sziklapadok arra

vallanak, hogy vízszintesen fekvő padokból épült fel a felső emelete. Ezek csak karbon-mészkö, vagy hanhai-homokkő padok lehetnek, az eddigi felvételek szerint. A hegy alakja annyira fiatalos, hogy keletkezésének, ebbe a magasságba jutásának korát csak a neogén második felére szabad tenni. Az Alexander-hegytől délre az ősi penep-lén-térszínből kivésett hegyhátak hullámvonalai igen széles területet foglalnak el. Ez a térszín pedig szinte egyenletesen felemelkedik az Aksirják-hegységben az ötezres magasságig. Az utolsó eljegesedés idején az egész teknőt jég borította el. Burkhán-morénával megrakott ez, ameddig itt a szem ellát. A jég főtömege innen a Gyaktas-Narin irányában mozgott ugyan, de megtöltvén az egész Arabel-fennsíkot, észak felé is tekintélyes nyelveket bocsátott le. Közülük eddig négyet ismerünk. A Zuku-csak, Kaskatör, Zuku és Barszkaun nevűeket. Mind a négy jégár folyosót vésett ki magának, úgyhogy eltűnésük után hosszú tavak ültek a folyosók egyenetlenül kivájt vályujába. Most kapuk ezek, de nem hágók.

Az Alexander-hegy vízszintes padjai alatt, a Kaskatör folyosójában, mindvégig függőlegesre állított mészpálák, fillit-szerű palák és vékonypados mészkövek találhatók. Szinte pontosan a sziklafolyosó két végén van a húsvörös prekarbon biotitgránit, melynek tömegei közé a palaredőzet beékelődött. Legfeljebb 200 m magasak a sziklafolyosó falai. A palacsomag a tetején le van gyalulva. Vastag csont hó borítja az ősi penep-lén felületet. A 10 km hosszú, ívalakúan görbült sziklafolyosónak csaknem fenekéig lógnak le a jégnyelvek. Mindegyik élő alakban mutatja be, hogy maga a sziklafolyosó is jégvájás által keletkezett. Az (alsókarbon) mészpala és mészkő-redőzet csapása KÉk (60—65 fok). Az északra levő gránit-tömeg az Isszikkul-medence leszakadási vonaláig megszakíthatatlannak látszik. Ebben a gránit-tömegben vannak az Isszik-kul medence peremtörései. A Kaskatör völgyének az a szakasza, melynek fenékvonala a 3270 m-es és a 2550 m-es homlok-morénák között van 10 km hosszú és feltűnően egyenes, azonkívül pontosan kelet-nyugati irányú hosszanti völgy. Kaulbars utazásából ismerjük azt a völgy-sorozatot, melyen ez az utazó az Arabel-hegység északi falai alatt végig haladhatott a Ton-völgyből a Dengereme-völgyig 65 km-nyi nagyjában egyenes vonalon. Ez a völgyvonal beleesik a Kaskatör most említett szakaszának tengelyébe. Ez a völgy-sorozat egyike az Arabel-hegység nagy északi törésvonalainak. Az északi legelső lépcső törésvonala, a már egyesült Kaskatör és Zuku völgyeket 2200 m-en keresztezve,

a gránit-tömegnek északi határa is. Itt a vetődéshez hanhai-rétegek támaszkodnak. Tíz km szélességben és 2000—2700 m magassági szintek között vörös hegyek öve keletkezett. A vörös konglomerátum, homokkő és gipszes márga váltakozó rétegeiből felhalmozódott nagy vastagságú hanhai-rétegcsoport erősen összetöredezett, de csak 5—10 fokos dőléseket láttam benne. A Türgén-Akszu völgy szelvényétől nyugatra 75 km távolságban a Terszkej-Alatau szelvénye tehát alig mutat lényeges különbséget.

Az Arabel-hegységet átszelő másik teljes-szelvényem a Kaskatörétől nyugatra majdnem pontosan 100 km távolságot jelent. A Ton-hágó 3910 m magas gránit gerinc. Itt a Magas-Tiensán belsejéből a jégár már nem tudott kifolyni az Isszik-kul irányában. Sziklafolyosó tehát nincs. A grániton vastagpados sötétszürke mészkő transzgressziós rétegei fekszenek, aránylag nyugodtan, csekély déli dőlésben. Úgy hiszem, hogy ez a mészkő azonos azzal, melyből a Bajumkol-ban és másutt a *Productus giganteus* héjai kerültek elő. Itt egy vastag biotit-amfibol-diorit telér van nagy vetődés alatt. Széles, hullámos felszínű lépcső van előtte, a kopár Szári-kungej. Ez főként gránitdarával borított halomvidék, mely messze terjed az Arabel-hegység északi lábán. A Szári-kungej és az Isszik-kul medencéje között valamivel magasabb (3000 m) a lépcső. A Szári-kungej gránit-hátságáról egy-két patak mély sikátort vésett ebbe az előhegység-szerű szerkezeti lépcsőperembe. Azután ismét vetődés van. Itt, az Isszik-kul partja közelében a gránit-lépcső hirtelen letörik. A vetődést feltűnően mutatják az uralit-diabáz telérek. Persze ezek kitörésének kora sokkal régibb, mert a vetődés és annak mai képe nem lehet régibb a pliocénnél. De itt is megismétlődik az a tiensáni hegyszerkezetben gyakran ismétlődő vonás, hogy régi törések vonalain keletkeztek az új süllyedések vetődései. Az Arabel-hegység nagy gránit-masszívuma tehát a Ton-hágó szelvényében valami 24 km széles, és a hágó és az Isszik-kul közötti egész területet egészen elfoglalja. A Ton-hágó északi völgyén a palacsoport és a benne vagy felette konkordánsan helyet foglaló mészkőpadok erős meghajlású, nyugat-kelet tengelyű boltozatokat alakítottak ki. A boltozatok tengelyével egyközűen törésvonalak, vetődések szeletelik fel a redőzetet.

A *Gyamanicske-tau* szerkezetéről e helyen még azt kell megemlítenem, hogy anyaga, amennyire ez színéről kivehető volt, túlnyomóan a pala-csoportból való. A pala-csoport redőzete a Kaskatör felől nyugat-délnyugati irányban csap át. A Gyitim-hágótól keletre pedig a csonthóból kifeketéllenek olyan vízszintes kőzet-

padok, melyek vagy a középkarbon elöntésnek, vagy a hanhai-rétegeknek származékai.

Az Arabel-hegység nyugati szárnya is tarka képű hegy-szerkezetet árul el. Mindjárt a Kalcsával szomszédos nyugati völgyben, a Kokdser nevű hegyoldal I. völgyében az előtér homlokmorénája mögött sericitfillit, felette nagy gránit-tömeg, emögött pedig újra a palacsoport redőzete látszik. Messze a magasban egy hegygerincen pedig vízszintes rétegpadok sárgállanak. A Kokdsernek nyugat felé következő II. és III. völgyét egyszerre rajzoltattam le egy 3560 m magas kiálló szikláról. Ez a kép valamivel már többet mutat. A gránit itt határozottan úgy mutatkozik, mint a sericitfillit dült boltozatába gyúrt tömzsök. Itt széles tető van. Azon vízszintes, kétségtelenül hanhai-rétegek vastag táblája. A tábla mögött éles ellentétben a legalább 300 m-rel magasabb meredek sziklafal, mely csak vetődés következtében kerülhetett így a még kevésbé széttépett tábla fennsíkja mellé, semmi esetre sem régebben a pliocénnél. A Burkhán nagy homlokmorénája közelében az Arabel-hegység déli oldalán a gránit és a fekete-agyagpala kapcsolata ugyanaz. A gránit itt is a feketepalák alá van gyűrve, a Burkhán-völgy tengelye felé dőlő boltozatban. Ha a palák csapását méréseim szerint egymáshoz rakjuk az Arabel-hágótól a Ton-völgyig, akkor enyhén dél felé ívelő vonalat kapunk, ami nagyjában megfelel a Burkhán-völgy görbületének. Csak az a kérdés, hogy ez az alaphegység redőzetének eredeti íve, csapása, vagy pedig törésvonalak mentén történt későbbi pikkelyes torlódás. Az alaphegység összetöredezése ugyanis későbbi lévén, ez a folyamat általában elnyomta az eredeti szerkezetet.

Az Arabel-hegység lényegében a tiensáni nagy tönkfelszín lemezének szerkezeti úton, törések által különvált darabja. Fő-tömege ennek is a prekarbon biotitgránit, melyet az alsókarbon redőzet idősebb és fiatalabb, tehát devon és alsókarbon palákba préselt. Magasabb alsókarbon elöntés már széttépett felszínt borított el. Ezután következett a töréses szerkezet teljes uralomra jutása, ami diorit és diabáz telérek benyomulásával kapcsolatban történt, de egyúttal pikkelyes redők és kis áttolódások kifejlődésével is. Ezután itt is a nagy tönkfelület kifejlődése következett, a hosszú szárazföldi időszak. Az új epirogen emelkedés adott irányítást igen vastag hanhai-rétegek által való teljes elborításnak. Végül bekövetkeztek a már igen magasra emelt tönkfelület új beszakadásai, a neogén-pleisztocén törésvonalak hálózatának kialakulása, legvégül pedig a pleisztocén glaciális domborzati ki-

munkálás. A két utóbbiból született meg az Arabel-hegység valamelyes különállása is. De ez a hegység csak a nagy fennsík egy magasabb darabja, egy nagy, észak felé lehajló szrt, mely a Mintör-szakasztól csak annyiban különbözik, hogy 5—600 méterrel magasabb, ezért nagyrészt táblájeg borítja.

Térképemen feltűnik, hogy a Gyamanicske, Arcsalu és Dselangacs völgyek és általuk maga a Gyamanicske-hegység az Arabel-Burkhán völgyek vonalával egyközű hajlatot mutat. Ez megfelel a palaredőzet csapásának. A redőzet maga, miután annak erősen lepusztult felszínét ellepte a középkarbon tenger és vastag mészkőtáblája, majd a későbbi folyamatok, a tönkfelület, hanhai-borítás, lényeges szóhoz alig juthatott a mai arculat kialakításában. Az alaphegység redőzetének közvetlenül kevés földrajzi kihatása van, mint általában minden redőzetnek, mely teljesen tönkfelületté pusztult. Ellenben igen régi törések később is és mindvégig a földkéreg folyton megújuló eresztékei lehetnek és úgy hiszem, lettek is a Tiensánban. Előre bocsátom tehát, hogy a Dselangacs-Gyamanicske vonalban is ilyen megújult régi törésvonalat keresek, mely a Gyamanicske-hegységet és a Gyitim-hegységet egymástól a neogénben elválasztotta.

A *Nagy-Nárin fennsík* persze nem igazi szrt. Ez a fennsík voltaképen nagy négyszögalakú horpadék, mely a Tiensánnak jellegzetes hosszanti és haránttörésein belül besülyedt rög. Tehát eredeténél és szerkezeténél fogva közelebb áll a Nyugati-Tiensán medencéihez. Földrajzi alkatban persze utóbbiaktól eltér. Nagy magassága miatt nem tölthette meg medence-töltelék, illetve a benne, rajta felhalmozódott hordalékot a folyóvizek nagyrésztben kihordták belőle.

A Nagy-Nárin fennsík nyugat-keleti irányban 55, észak-déli irányban 25 km terjedelmű. Legmélyebb pontja ott, ahol a Nárin kifolyik belőle, kereken 3000 m magasságban van. Széleit járva a laza hordalékot a Szári-köl mellett 3500, északon az Akkurgan-köl homlokmorénája mellett 3500, keleten az Istik-belen 3550 m magasságig terjedt állapotban találtam. De a fennsík belsejében maradványai nagyobb magasságban is megtalálhatók. Egyet, még pedig a 5000 m-es legkisebb magassági pont szomszédságában álló hegyet magam is mértem. Itt a fiatal medencetöltelék 3640 m magasságban található. Ebből a vastagságra is lehet következtetni. Fel lehet tenni, hogy e laza rétegek a mai 3700 m-es szintvonalig is feltöltötték a fennsíkot. Ez az Ak-bel magassága.

A fennsík köves pusztamező. Itt az alsóréteg homok és kavics

fakószürke tömege, melyről fel lehet tenni, hogy a napijárföld széles és lapos medencét egész terjedelmében ellepte. Erre az alaprétegre borul a rétegezetlen hordaléknak több száz m vastagságú tömege. A Kaktin-köl és a Szári-köl közötti 3640 m-es domb anyaga főképen rétegezetlennek látszó laza homokosagyag, mely nagyon meg van rakva görgetetlen közettörmelékekkel. A kőzettörmelék főképen mészkő, mészkőpala, agyagpala és fillites pala. Gránitot nem találtam. Helyenként méteres átmérőjű szikladarabok állanak ki a homokosagyagból. Olyan halmok ezek, melyeket elég mély völgy (az Aigir-bulak és Sorgó, közöttük a Szári-köl 3500 m-es hágójával) választ el a magashegységtől. A vastag boríték tehát fenékmoréna, még pedig az ifjabb Burkhán-állapot idejéből való. Ebből a megfigyelésből az következik, hogy tágas medencéje a Burkhán-jégár tértfoglalása előtt tófenék volt. A diluviális képződményeket már régebben ismertettem. Ebben a fejezetben csak arra akarok utalni, hogy ez a tavi üledékkel és morénával megtöltött medence fiatal rög-süllyedék.

Az Akkurgan-köl—Szári-köl vonal mögött olyan vetődésvonal látszik, melyet 25 km távolságban jeleznek a hegyerincek élesen végződő kulisszái. Szemközt keleten az Aksirják-hegység nagy vetődésvonala áll. A kettő közötti süllyedékben, a laza kőzetágyból kimerednek a leszakadt hegytömegek darabjai. Fekete agyagpala falak cirkuszvölgye felett a táblajég fehérlik. A Keleti-Gyamanicske völgye az alaphegység pala-redőzetébe, a függőlegesre állított palákba vésett széles, jégvájta hosszanti völgy. Az északi lejtőn aktinolitos epidotpala és ennek zöld törmelékeitől elég élesen különböző fillites-palát, a déli lejtőn pedig hosszú távolságban fekete agyagpalát és kloritos szericit-csillámpalát láttam. De a völgy bejáratának homlokmorénájában feltűnően sok a gránit, ami arra vall, hogy fenn a magasban ez a kőzet uralkodik. A hágó (3770 m) maga azonban a csillámpala redőzetén van, csak a nyugati oldalán jutottam a gránitra.

Legfeltűnőbb a hanhai-rétegek nagy tömege. A Gyamanicske-hágón és az északi Gyamanicske-völgytől keletre, valamint a mellette nyugaton levő hegyen nem láttam vörös homokkő-rétegeket. A nyugati hegy a palaredőzetből való rög. Tőle nyugatra a kőzetek színéből és mállási alakzataiból következtetve észak-déli irányú vetődések vannak. Ezek keskeny rögökre bontották szét az alaphegységet. A vetődések kora a harmadkor végére esett, mert a nyugati rögökön nemcsak a felsőkarbon-mészkő táblái billentek el kelet felé, hanem rajtuk a vörös hanhai-rétegek is. Ilyen korú

vetődések szabhatták ki a Burkhán-völgy vonalát is, mert a Gyamanicske-hegység egy nagyobb leszakadt röge van a jellemzően vörösnek nevezett Kizil-szu völgye mellett is. A Kizil-szu rögén szinte már a Burkhán-völgyben van az egyébként a tetőket elfoglaló, 3600 m-es szinten fekvő hanhai vöröshomokkő. Mint látuk, ugyanilyen magasságban nagy vörös táblák fekszenek az Arabel-hegység szemközti Kokdser-nek nevezett völgyeiben is. Ebből nyilvánvaló, hogy a Gyamanicske- és Arabel-hegységek összefüggő és egységes tönkfelületén a mai 3600 m magasság körüli szintben hatalmas hanhai-rétegek keletkeztek. A nagy emelkedés és a vele járt összetöredezés alkalmával vált ki belőle a két hegység és közbül a kettő között a Burkhán-völgy.

A Nagy-Nárin fennsík feltöltése teljes egészében északról dél felé lejtősödik, mint a magyar Alföld. A Kara-szaj a dült fennsík déli szegélyét foglalja el, ha onnan két kilométernyire el is szorítják a Borkoldáj-hegység folyói. Nagy moréna-halmazok csupán ennek a mély szegélyzetnek nyugati és keleti végein vannak. Ez olyan fiatal, talán a jelenkorig tartó süllyedésre mutat, melynek vetődési fővonala a hegység lábánál van. Bizonyos, hogy a vetődést megszenvedte még a diluviális feltöltés is. Ez a Nagy-Nárin törésvonal, mely egyenesen és mereven több száz kilométernyire terjed. Leszakadását kisebb hegyrögök ékesítik. A Kaktin-köl mellett levő rög keleti fele gránit, nyugati fele muszkovitbiotitcsillámpala. Másik, szenes agyagos kovapala koromfekete kőzetből való rög a Csakirkorum nevű pataktól nyugatra van. Távolabb ismét csillámpala, majd a Kum-tala nevű hegyoldalon gránit következik a Karakol-folyó torkolatáig, ahol biotitgnejsz-hegyek vannak. A gnejszet vastag gránodiorit-telérek törték át. Jellemző, hogy az alaphegység kőzeteinek redői itt délnyugati tengelyen vannak, s egy olyan redőzetnek részei, amely redőzet messze követhető Fergana felé. A Kaktin-köl és a Karakol-völgy kijáratá között a redőket a Nagy-Nárin törésvonal ferde síkban töri le.

A Kaktinköl kilátódombja mögött, az előbb említett alaphegységi redőzet csapásában délnyugati irányban széles völgy nyílik. Ezen a völgyön vezet az út a *Csákirkurum*-hágóra. Olyan széles és lapos ez a völgy, mintha a Nagy-Nárin-fennsík öble lenne. A völgy 5 km széles és kereken 30 km hosszú északkeleti lejtő, melyet a patakok természetesen felárkoltak, de amely maga is töréses hegyszerkezetben hullámos, sőt helyenként sziklás felszínű lett. A Csakir-tau északi oldalán, valamint a Karakol-völgyben agyagpala, szenes agyagos kovapala, fillites pala és vékony

rétegezésű szürke mészkő pikkelyes szerkezetű, hosszanti vetődések közé ékelt redőket figyeltem meg. A mészkőben vastag fehér márvány padok vannak. Ezen a redőzeten vastag előntéses (transzgressziós) felsőkarbon mészkőtábla fekszik. Az északi Csakirkurum-völgy felső része egészen ezen a táblán van. Maga a Csakirkurum-hágó (3800 m) is, ami voltaképpen csak ennek a táblának széle. A tábla teteje természetesen kissé már szét van tépve. Erről tanúskodik néhány jellegzetes asztalszerű táblahegy a Csakirkurum-hágó környékén. De egyik sem magasabb 3900 m-nél. Ahogy a völgy mélyül, mindig nagyobb mennyiségben találhatók a morénák. Egyébként a mészkőtábla erősen karsztos.

A *Borkoldáj-hegység* északi szegélyzetén a külső, egyenes törésvonalat az Asu-szaj nevű völgy kapujáig lehet követni. Ha a karbonmészkő-előhegység nem is válik külön a hegység főtömegétől, mégis szembetűnő annak különálló öve. Szembetűnő különösen azért, mert mögötte szélesen szétágazó völgyek vannak a főként fekete palák övében. A szétágazó völgyek öt kapuban egyesítik patakjaikat. E kapuk a mészkőbe vágottak. Az egyik közöttük, a legkeletibb kifejezetten folyosó képű szurdok. A Borkoldáj-hegység északi oldalán tehát lépcsős letöredezést állapítottam meg. A belső lépcső az alaphegység redőzetének kihatott hasábjára, a külső pedig a felsőkarbon mészkő-borítéknak szelete. A déli oldal erősen gyúrt és préselt fekete agyagpala, az északi oldal vastag mészkőpadjai erősen dültek, de gyüretlen, táblás jellegüket megtartották. Sajátságos a völgy csekély esése is, ami a vetődés messze kiható voltát mutatja, de az is, hogy a völgynek szembetűnő terraszai nincsenek, a völgyet egész szélességében palakavics mező foglalja el. Ez már nem alsószakaszos feltöltés, hanem annál is több, vadvizes kavicsborítás. Annak ellenére, hogy a Tesiktas-völgyet jégáras sziklahavasok veszik körül délen, délnyugaton, az alsó részeken még szeptember elején sem volt egy vízerecske sem a felszínen. Legalább féltucat kisebb jégár olvadékvizeit tudta elnyelni a Tesiktas völgyfenéki kavics tömege. Ezek az olvadékvizek a *Karaszaj-folyó* oldalán csordogálnak ki a terrasz-kavics alól.

A Csakirkurum-táblához sok tekintetben hasonló felépítésű az *Istik*-bel tábláé. Ez a Borkoldáj-hegység keleti végén van, az imént említett Tesiktas-völgyön túl. A Tesiktas-völgy kapuja előtt az északi előhegység mindkét lépcsője véget ér. Itt északnyugati csapású vetődéssel az előhegység leszakadt. A vetődés előtt folyik az Asu-szaj. Az Asu-szaj harántvetődése levágja a belső magas-

hegység alaphegységi redőzetének egy nyalábját is. Úgy sejtem, hogy ez a redőzet is délnyugati csapású, ilyennek rajzoltam be térképembe, bár csupán távolról való áttekintés alapján. Ez a hegységi öv, eljegesedett magas hegygerincével, fekete csipkés bordáival palákból felépítettnek látszik. Mögötte pedig síma, bár magasabb, csonthóval teljesen beborított hegytömeg van a délkeleti oldalon. Ez ellentétben vele vízszintes rétegpadokat mutat. Nyilván a felsőkarbon mészkőtáblák nagy elterjedésének következményeképen.

Az Istik-beltől keletre egészen az Umojnokig, összesen tehát 25 km-re terjed a Jekaterina-hegy körüli mészkőtáblák alacsonyabbik lépcsője. A magasabbik lépcsőt már csonthó fedi, a harmadiknak pedig csak maradványai vannak egyes táblahegyekben, amilyen maga a Jekaterina-hegy is. Az Istik-bel mészkőtáblája kisebb vetődéseket bőven szenvedhetett, mert az általában 3500 m magasságú fennsíkon több olyan, egyik oldalán meredek domb van, melynek alakja vetődésekre vall. Teljesen vízszintes padot csak egy helyen mértem. A fennsík karsztos. Erre vall számos függőleges oldalfalás sikátorvölgye, és teremszerű völgytáglata. Helyenkint, mint a déli Istik-völgyben olyan csekély esésű völgyszakaszt láttam, melyen a patak élesen kanyarodó hurkokat alakít. Némelyik sikátor olyan szűk, hogy nyáron járhatatlan, mert a patak teljesen kitölti. A mészkő-fennsík déli határán a nyugati Karabel-völgy, Kizil-mojnok és Bozgyalpak völgyekre néző nagy vetődés van. A Kizil-mojnok dombjai ugyan a mészkőtábláról levált rögök csupán, de egyébként vörös hanhai-rétegekkel vastagon kitöltött és mély árok van itt. Ez egyközű az Aksirják nagy törésvonalával, pontosan délnyugati csapású.

Az Istik-tábla mészkőrétegei alól több helyen kiütközik az alaphegység redőzete, hasonlóan a Tasztarata és Umojnok hát-ságokhoz. Ilyen feltárás van a Borkoldáj-völgyben, ahol zöldes palák bukkannak ki, lemérhető délnyugati csapással, csaknem függőlegesre gyűrten. A Borkoldáj-völgybe a Bozgyalpakból jövet egy 3980 m-es hágón át kerültem. A hágótól délre levő völgyben alsókarbon mészkő, homokos dolomit és zöldesszürke homokköpala erősen összegyűrűt, pikkelyesen egymásra tolt redőzetet láttam, ugyancsak déli irányú csapással. A mészkőtábla tehát ilyen redőzetet borít el, mert az Umojnoknak már leírt redőnyalábja pontosan a Borkoldáj-hágó redőzetének csapásában van.

A Borkoldáj-hegység délkeleti sarkán elég mély süllyedék van. A Bedel-hágóról lefutó patak 3500 m magasságban éri el a süllyedék legmélyebb pontját. Maga a süllyedék hosszú délnyugati

csapású árok, de voltaképen kis medencék sorozata. Szóval a nagy törések árkot igyekeztek kialakítani, de ez az árok kis-rögök és közöttük levő hézagok sorozata lett. A Tiensánban az árkok hegyrajzán nem nehéz felismerni, hogy az alaphegységi redőzetre haránt vagy hosszant helyezkedtek-e a süllyedést okozó törésvonalak. Hosszanti törések hatása alatt rendszerint igen hosszú, egyenes vonalú, tág völgyek és szerkezeti árkok keletkeztek. Ahol a fő-törésvonalak haránt érték a redőzetet, ott rendszerint röghegyekkel, szirtekkal, sziklagátakkal szétszakított görbe völgyek vannak. Minden arra mutat, hogy a töréses szerkezet igen fiatal eredetű. Sőt annál is több, kialakulása élő folyamat. A Karabel-völgy képe azért olyan szeszélyes vonalzatú, mert itt az alaphegység redőzete már a Keidel-féle „Bedel-ív“ északi szárnya és ennek megfelelően majdnem észak-déli csapású, míg az ároksüllyedék főtörései nyugat-délnyugatiak. A Karabel-patak 3380 m-en egy alsókarbon palásmészkből való keskeny redőrögöt volt kénytelen átvágni. E gát felett diluviális tómedence van, illetve olyan tágas, kavicssal kitöltött medence, melyben könnyen keletkezhetett tó is. Második ilyen gát a Kizil-mojnok nevű domb. Ez fillites pala és mészpáteres fekete mészkő gyüredéke. Mögötte is 5 km hosszú, vörös hanhai-rétegekkel kitöltött medence van. Gránitnak málladéka, darája, meszes kötőanyagban, benne sok pala és mészkő törmelékkal.

A Kizil-mojnok nyugati oldalában sárgásfakó mészkő-konglomerátum padjai vannak, ami az idősebb hanhai-rétegekre vall. Ehhez azonban már a téglavörös, jellegzetes fiatal hanhai-kavicspadok támaszkodnak. A Kizil-mojnoktól nyugatra nagy hanhamedence van. De a medencét kitöltő vörös homokkő- és konglomerátum rétegek erősen összetöredezettek. A keleti részen, a Bedel körül 10 fokos északi dőléseket mértem, azután 5 fokos, majd 7—8 fokos keleti, a Kizil-csirkő körül 5—10 fokos északnyugati dőléseket. A hanhai-rétegekbe a folyók (szeptemberben már csekélyvízű patakok) széles síkatorokat véstek. A fehéresszürke kavicsos-homokkal borított síma, széles medrek széles országútakhoz hasonlítottak. A csendesen cammogó víz ágakra szakadozván, az állandó feltöltés munkáját jelzi vele. A hanhai-rétegek tábláin vastag szürke kavics és homokréteg fekszik.

A Kizil-csirkő patak torkolata alatt ismét idősebb kőzetre bukantam. A felsőkarbon világosszürke mészkőtáblájának darabkája ez, mely 60 fokos nyugati dőlésben bukkanik ki a hanhai-táblák alól.

A *Kilentajrak*-völgynek 17 km hosszú szelvényén az alaphegység redőzetét csak egy helyen, még pedig északon az első

keleti völgy, az első Kokbulak közelében láttam. Ez az ismert erősen kovasavas mészkőnek függőlegesre állított sziklarészlete volt.

Az Üzüngegus vörösmedencéjének, helyesebben ároksüllyedékjének nyugati folytatásaként, de már ív helyett merev nyugatkeleti csapású törésvonalak közé helyezve, a *Kogelecsab*-szrt nevet viselő magas völgyteknő van. A *Kogelecsab*-szrt olyan gránit-rög, melyet vastagon borít be moréna. A *Kogelecsab*-teknővölgye a Déli-Borkoldáj és a Koksál-tau Bedel-hegységnek nevezett szakasza között tojásdad alakú, mert északi határvonala egyenes ugyan, de a déli ív-alakot mutat. Így azután az 50 km hosszú szrt-nek nyugaton is, keleten is elkeskenyül a vége. A keleti végén az Aktas és Acsa nevű táblahegyek, felsőkarbon mészkőtáblák, 3800 m magasak. Ez, a moréna-domboktól eltekintve a *Kogelecsab*-szrt magassága. Minthogy e táblák alatt az alaphegység alsókarbon redőzetének egy gránit, fekete agyagpala és mészkőpala-pikkelyére bukkantam, ott, ahol a Kő-szu nevű patak mélyen bevágódva a fennsíkba kicsordul 3450 m magasságban az Üzüngegus ároksüllyedékjébe, a mészkőtáblák vastagságát 350—400 m-re kell becsülnöm. A Kizil-tas és Kizil-ompol alatt a hanhai-rétegek 3000 m-nél is mélyebben fekszenek. Közvetlenül az Aktas és Acsa táblái mellett tehát 600 m vastag vöröshomokkő fekszik, ami eredetileg a mészkőtáblákat borította. A két köztömeg között neogén vetődés van. Tekintettel az Aktas és Acsa felsőkarbon-tábláira, ilyen vetődést kell feltenniünk azoktól nyugatra is. Itt is megisméltődött tehát a Tiensánban általánosnak mondható szerkezeti kép. Még pedig az, hogy a nagy, hosszú ároksüllyedék vagy medencék, vagy lépcsők sorozatából áll. Itt egy gránitból, egy felsőkarbon-táblából, és egy hanhai-homokkőből való lépcső van, de csak a szerkezetben, mert a felszínen egyetlen hatalmas és síma teknővé súrolta össze mindhármát a jég, majd távoztával morénáit rendszertelen halmazokban hagyta hátukon. A belső szerkezetet azonban az azóta bevészt vizárkok még kevésbé tárták fel.

Nemcsak a mélyebben besüllyedt részek ilyenek. Vázlatrajzaim figyelmes szemlélete arra a feltevésre jogosít, hogy nincs lényeges különbség a hegyek és völgyek szerkezetében. A hegyek is ilyen saktábla-szerűen összerakott rögök itt. Ezt bizonyítja a Kizil-ompol nevű vörös szikla, a homokkő csekély maradványa, amely úgy trónol a rózsás árnyalatú fehér mészkő fennsíkján, mint egy várrom. Az előtér fennsíkjával szemben hasonló magasságú fennsík a Kizil-tas. Ez azonban talpig vörös hanhai-homokkő. Közvetlenül mellette. A háttérben az Aktas olyan mészkő-tábla,

mint az előtér. Ugyanilyen táblák vannak a Tura-jegesek előtt De maguk a Tura-szikhavasok is egy mészkőtábla maradványai. A legjellegzetesebb rög-hegység áll itt előttünk. A felsőkarbon-táblák és a hanhai-táblák röghegysége. Az alaphegység redőzete alattuk a mélyben rejtőzik.

A Borkoldáj-hegységet nyugaton a Kilentajrak-Alsó Karakol völgyvonal határolja. A Déli-Borkoldáj felsőkarbon mészkőtáblája és kokbulaki alsókarbon redőzete éppenúgy tovább terjedt a Kilentajrak-völgy nyugati oldalára, mint a Felső-Karakol hegy-szerkezeti árka a Gyangigyir és Atgyeilő völgyekben folytatódik. Éppenígy a Csakirkurum karsztos táblája is ugyanabban a magasságban megtalálható a Karagolot és Kokdsér völgyekben is. De azért nehéz lenne az adott esetben elképzelni, hogy 38 km hosszúságban egyenes vonalú harántvölgy keletkezzék szerkezeti adottság nélkül. Maga az a tény, hogy ott, ahol a hanhai-kitöltésű Gyangigyir-Karakol ároksüllyedéke a Kilentajrak-Alsó Karakol árkot keresztezi, ott egy keskeny mészkőrög utóbbiban úgy áll haránt, mint valami hatalmas duzzasztógát, s a Kilentajrak-patak nagy kanyarulattal kénytelen ezt megkerülni, csak erősíti feltevésemet. A Kilentajrak-Alsó Karakol völgy ketté hasítja azt a nagy hegyszerkezeti rögöt, mely a Taragáj-szrt és a Kogelecsab-szrt között keletkezett. Az a hegység tehát, amely az Ulan, Kilentajrak és Kogelecsab között van, hasonló a Borkoldájhoz. Utóbbtól csak egy teljesen és talpig átszelő, úgynevezett áttöréses völgy választja el.

A Csakirkurum-hágó alatti Karakol-árok nyugat felé való folytatásaként a felsőkarbon mészkőbe, annak összetöredezett tábláiba ékelődött be a Gyangigyir-völgy is. Második utazásomon (1909) az Ulan-völgyből jövet kereszteztem a *Kubergenti*-hegységet. Az Ulan-völgy is ároksüllyedék. Mint a legtöbb ilyen hegyszerkezeti elem, ez is hanhai-homokkővel van megtöltve. Itt a törésvonalak csapása nyugat-délnyugati. Pontosán egyezik az alaphegységi redőzet csapásával, a Dűngüreme-völgyben és az északi Akkorum-völgyben levő feltárások szerint. Északi szomszédságban, ahol a 77 földr. hosszúság a Nagy Nárin völgyét átszeli, a Nagy Nárin hosszú völgyén nyugat-keleti törésvonal volt a völgyet kijelölő hegyszerkezeti tényező. Annak ellenére, hogy az alaphegység redőzete itt is nyugat-délnyugati csapású, a gránitból, csillámos agyagos homokkőből és alsókarbon mészkőből való redőzet éles szögben csap át itt a völgyön. Az Ulan-völgyben azonban a törésvonal szabályosan egyezik az alaphegység redő-

zetének csapásával. Az egymást hegyesszögben metsző törésvonalak hatása a vidék arculatában erős lett.

A Botoj-hegy az Ulan és Düngüreme-Gyangigyir völgyek között levő, mindenestől a csakirkurumi fehér felsőkarbon mészkőből való, talpán 6 km széles, közel 45 km hosszú, egészen egyenes tengelyű, mintegy 4000 m közepes gerincmagasságú hegylánc nyugati vége. Ez a hegylánc is olyan hasáb, mely a felsőkarbon elöntés nagy táblájából szakadt le és ékelődött két vetődés közé. A nagy hasáb mészkőtáblái egyöntetűen az Ulan-völgy csapásába dőlnek 30—40 fokban észak felé, kivéve az Ajlu-tör nevű déli debrők környékét, ahol két merőleges törés között egy 45 fokos nyugati dőlésű tábladarab van berogyva. Mögötte a Gyangigyir-völgyben 2940 m-es ponton, a Dselangacs nevű délről jövő patak torkolata felett jelent meg a felszínen az alaphegység redőzete függőlegesre állított zöldes csillámospala képében.

A Gyangigyir-völgy a Csakirkurum-hágó alatti Karakol-ároksüllyedék folytatásának tekinthető. A Gyangigyir-vonal a Nagy Nárin-törésvonallal egyközű, tehát majdnem pontosan nyugat-keleti irányú. Ennek következtében éppenúgy hegyes szögben szeli keresztül az alaphegység palaredőzetét, mint amaz. A gyangigyiri törésvonalnak különös hangsúlyozást ad az a tény, hogy amíg a törésvonaltól északra mészkőfal van, addig attól délre 42 km útvonalon követhetem a biotitporfirit tömegét. E tömeg szélessége az Akkorum-völgyben 7—8 km. Ha ezt a porfirit-tömeget nem tévesen hozzuk kapcsolatba a Balik-szu völgyének porfiritjével és ofitos diabázával, azt kell hinnünk, hogy az 50 km hosszú és 20 km széles Száritas-hegység főképen eruptívus kőzetekből van. Mindenesetre fel kell hívnom a figyelmet arra, hogy ezen a tájon van a Magas-Tiensán pereme, tehát a Tiensán nagy medencéinek keleti határa. Hasonlóan a Tiensán északi nagy süllyedekéhez, itt nyugaton is a medencék körül a fiatalabb eruptívumoknak nagy tömegei lépnek fel. A porfirit koráról itt csak annyit állapíthattam meg, hogy a felsőkarbon mészkő egy nagy rögét ágyazza magába. A hegység arculata pedig itt is valószínűvé teszi, hogy ezek az eruptívumok belesímultak a nagy peneplán térszínbe, melyre a hanhai-rétegek rakódtak, ennek következtében csak másodkoriak lehettek.

A *Kis-Nárinban* a Karagaman-völgykapu mögött északon a fennsíknak néhány száz m-rel magasabb emelete van. Ennek a magasabb emeletnek hegyrajza feltűnően hasonlít a kuldsai Nansán Kásán fennsíkjéhez. Déli szegélye 3500—4000 m magas hegygerinc (valószínűleg gránit). A kapu két oldalán ez a hegygerinc

messze terjed és a kapu maga szabályos kivájt szurdok képét mutatja. De közvetlenül előtte van a keleti vége egy másik, alacsonyabb gránit-gerincnek, mely megszakítás nélkül terjed nyugat felé legalább 60 km-nyire. Utóbbinak a neve nyugati szakaszán Akcseku-tau. Keleti szakaszáról csak egy név ismeretes, a Csardak-hágóé, ezért a keleti 25 km hosszú szakaszt Csardak-gerincnek nevezem. A Csardak-gerinc keleti végső 4 km-e lapos hegyhátként olvad be a Kis Nárin-szrt térszínébe, tehát itt leszakadt. Ezért áll kulissza-szerűen a Karagaman-kapu mellett. 13 km széles hézag után a Csardak-gerinc folytatásaként jelenik meg keleten a Szarigo-hegység gránit-röge.

A Kis Nárin-szrt északi oldalán a biotitgránit egynemű hatalmas tömegében összetöredezés ment végbe. Meglehetősen szabályos, merev, észak-déli, valamint nyugat-keleti törésvonalak által olyan képű lett a gránitrög, mint egy olyan jégtábla, mely alól kifolyt a víz, s ennek következtében berogyott. Ezt a hasonlatot úgy értelmezem, hogy az összetöredezett gránittömeg rögei aránylag csekély, csupán néhány száz méteres elmozdulásokon mentek keresztül. De ez elég volt ahhoz, hogy az egyetemlegesen besüllyedt Kis Nárin-rög mai felszíne tele legyen emeletekkel, lapos dombháttakkal, derékszögben megtört futású patakokkal és völgyekkel. A töréses szerkezetnek tájképi megnyilvánulása egyúttal kétségtelenné teszi azt is, hogy ez az összetöredezés igen fiatalkorú. A Burkhán-eljegesedés óta kevés elmozdulás történt. Ezért ennek az eljegesedésnek képét zavartalanul és pontosan ki lehet rajzolni. De lehetségesnek tartom, hogy a korábbi, kétségtelenül lefolyt Akkija-eljegesedés kirajzolása már nehézségekbe fog ütközni a hegyszerkezetben azóta, utána történt elváltozások miatt is.

A Karagaman-fennsík és a Szarigó-hegység mögötti jeges fennsík képe elárulja, hogy a Terszkej-Alatau a Ton-hágótól nyugatra még messze megtartja azt a hegyszerkezetet és alkatot, melyet a Ton-tól keletre megismertünk. A Szarigó-hegység gránit-röge a Terszkej Alatau déli leszakadásának magasabban maradt bérce lehet csak. Ugy a nyugati, mint a keleti oldalán több km széles beszakadt öböl van. Mindkét öböl nagy folyót vonzott magához. A nyugati öböl a Karagamánt, a keleti a Burkhánt, a Kis Nárin-vidéknek két legnagyobb folyóját.

A Kis Nárin-szrt süllyedék-voltát bizonyítja keleti oldalának alkata is. A Burkhán-, Északi Gyamanicske- és Arcsalu-völgyek között van a *Burkhán*-hegység, melynek legfeltűnőbb vonása, ami környezetétől élesen megkülönbözteti, vastag vörös hanhai-homokkővel való elborítottsága. A Gyamanicske-hegységnek ez a nyu-

gati folytatása igen vastag ilyen neogén takaróval van elborítva még ma is, a hegység jelentékeny magassága ellenére. Ez a takaró a hegységnek kifejezetten a táblahegyek jellegét okozza. A Burkhán-hegység nyugaton nagy vetődésen hirtelen véget ér. A Tonhágó alatt a Dsilo-szu völgye meghosszabbításában vetődés vágja le a Burkhán hegységet. De nemcsak ezt. Déli szomszédait, a ma még teljesen ismeretlen hegláncokat az Aikol és Arcsalu, valamint az Arcsalu és Dselangács között éppen úgy lehasítja ez a vetődés. Ezáltal a Kis Nárin-szrt keleten egyenes, merev oldalt kapott. Nyugatról úgy tűnik fel, mintha keleten egy észak-déli csapású heglánc határolná. Mert az Aikol, Arcsalu és Dselangács völgyek csak szűk hasítékok. Elmosódnak a háttér jegeseinek összefüggése miatt.

A nagy keleti vetődés alatt alacsony dombság van. Az Arcsalu és a Burkhán köze nyilván a legmélyebben sülyedt rész, mert itt a morénák teljesen elboríthatják az alaphegység leszakadt darabjait. Északon, az előbb említett, a Szárigó-hegységet keleten határoló öbölben kiáll néhány apró szirt. Itt azonban ilyeneket nem láttam. Ezzel szemben a sülyedék déli részén valami 20—22 km hosszúságban teljes egészében a felszínen van, sőt az Arcsalu és a Dselangács völgyvonalainál 1—200 m-rel magasabb (tehát 2900—3500 m), sziklás rögök halmazatából álló fennsíkot alakít a beagyazott heglánc, kőzeteinek csapását jórészt megőrizvén. A kis hátság felépítésében a főszerepet a porfirít, porfirittufa játssza. Ez szinte elfojtja az alaphegység redőzetét tömegével.

A dselangácsi hátság legidősebb kőzetének a csillámos fekete agyagpala látszik, ez a nyugati végén a Dselangács-völgyben csaknem függőleges és északkeletnek dülő rétegekben van feltárva. Ez a Gytim-tau főgerincének főközete. Rajta, rácsúszva fekszik zöldes kvarcfillit, majd ezen szabályosan vékonyleveles mészkőpala és vastagon a porfirittufa. Néhány kilométerre kelet felé a zöld kvarcfilliten epidotos kvarepalát találtam. Az erősen északkeletnek dült palákon, elöntéses alakban fekszik a meszes dolomit táblája, mely errefelé az alsókarbon mészkő fedőrétege szokott lenni. Még tovább keletre a porfirittufában jelentékeny terjedelmű 54-es mészkőpala rétegeket találtam, s ez valószínűvé teszi a porfirittufa alsókarbon korát. A Guk-bulak nevű árokban a porfirittufába ágyazottan találtam néhány méternyi vastagságú mészkőpalát, majd még távolabb, most már délnyugat felé dülő táblákban jelentékeny vastagságú mészkőpalát a porfirittufa fedőjeként. A hátság keleti végén ismét a zöld kvarcfillit, és rajta a vörösre málló meszes dolomit délnyugatra dülő táblái vannak.

A Gyitim-tau északi lába alatt 50 km-nyi hosszúságú, egyenes völgyben folyik a Dselangács, kétségen kívül törésvonalon. Az előbb vázolt alacsony, keskeny hátság a Gyitim-tau északi szezélyzetéből leszakadt lépcső. Egyugyanazon kőzetcsoportból épült fel a Gyitim-tau szintén keskeny, szintén egyenes, de ezer m-rel magasabb gerince. Hozzá kell tenni, hogy ez a nagy magasság okozta a gerinc sziklahavasi jellegének kialakulását. A Kis Nárinszrt egész területe északi peremhegységeivel együtt egészében gránittömegnek látszik, még pedig az alsókarbon-redőzetbe ékelt igen terjedelmes gránit-magnak. Gyitim-tau főgerince e gránitmag szomszédos déli redőzetéből kiszakított keskeny szelet. A töréses hegyszerkezetet elárulja már távolból is az egyenes, meredek, falként mutatkozó hegylánc alakja, a hegygerincet hosszában megszakító egy-két lépcső és a hegygerinc fölé legalább 800 m-rel kiemelkedő egyetlen, magában álló hatalmas gula, a Lóczy-hegy, sok napi járófld körzetének ez a mindig felismerhető, tájékoztató irányhegye.

A Gyakbolot-hágó (3770 m) hegyláncának anyaga egész szélességében fekete agyagpala, csillámos homokos agyagpala és egy helyen sötét zöldesszürke homokos mészkő-hordalékból sejtve, devon mészkő. Csaknem mindenütt függőlegesen vagy igen meredeken álló, erősen préselt és hajladozott redőzetté vannak gyűrve, csapásuk azonban mindenütt nyugat-északnyugati, tehát hegyesszögű úgy a főgerinc vonalával, mint az egymással egyközű dselangácsi és déli hosszanti törésvonalakkal. Három-négy km-rel keletre van a Gyakbolottól a Keng-hágó útvonala. A kőzetek ugyanazok. Az északi Keng-völgy 3100 m-es pontján jelentékeny hosszanti vetődésvonalat állapíthattam meg. Itt a hegygerincnek talán még a Gyakbolotnál is erősebben gyűrűt, mindvégig függőlegesen álló fekete agyagpalái vetődésben végződnek. Előttük északon észak felé 50 fokos dőlésű agyagos kvarchomokkő-rétegek vannak. Az az ösvény, melyen átjutottam a 3530 m-es hágón a Gyakbolot-völgybe, szembetűnő vetődéshez alkalmazkodott. Itt a főgerinc paláit a felszínen a vörös hanhai-rétegek váltják fel. Ez a vetődés már a Nagy Nárin-völgy oldala.

A *Taragáj* keleti 20 km-es szakaszán, tehát a Taldu nevű déli mellékvölgyig úgyszólván semmit sem láttam. Itt 60 cm-es hóban gázoltunk úgy, hogy a Gyangigyir-völgyből magunkkal terelt lovakkal tiportattunk ösvényt. A Taldu egyúttal az erdőhatár (2800 m). Innen kezdve a völgyoldalak is sziklásabbak. A völgy a Taldu alatt 5 km szakaszon gránitban van. Azután az Atribusi-szurdokból ismert felsókarbon mészkő öve következik, egészen

a Gytim-tau Moldovás-nevű völgyétől keletre 4 km távolságban levő pontig, ahol csillámos agyagos palás homokkő redőzete van feltárva. A Moldovás-tól nyugatra a Nárin mészkőfalba ütközik és észak felé kanyarodik. Ahol ismét nyugatnak fordul, ott az Ejran-szu patakja ömlik bele. Itt kezdődik a mészkőfal tetején a *Karatas*-magasvölgy, melybe a Nárin igen mély sikátort vésett. Ez a Tiensán legjellegzetesebb tájékainak egyike. A *Karatas* magas fenékszíne voltaképpen olyan hatalmas szélességű (25 km) teknő, melynek síma feneke csaknem egyenletesen a Gytim-tau háttérben magasló hegygerincének csúcsvonaláig terjed. A Kis-Nárin mögött négyezer méter magas fennsíkba (a Kum-bel szrt-be) megy át a peneplén-térszín vonala. A peneplén-térszín itt is pompás vezérkövület a hegyszerkezeti tárgyalásban. Az a kérdés, hogy a Tiensánban, sőt Közép-Ázsia hegységeiben mindenütt jellemző peneplén-térszínnek ilyen hajlatai a térszín keletkezésével egyidejű völgyiségek maradványai-e? Vagy pedig a nagy epirogén emelkedéssel kapcsolatos hegyszerkezeti hajlatok, szóval szinklinálisok-e? Avagy a peneplén-térszín kialakulásának kétségkívül igen hosszú földtani időtartamában keletkezett süllyedékek, melyeket a további peneplén-képződés még eléggé kiegyenlíthetett. A legvilágosabban felismerhető hegyszerkezeti folyamat kétségkívül az utolsó, de ez egyáltalán nem zárja ki, hogy a késő harmadkori epirogén emelkedés alkalmával igen magasra emelt földkéreg más elváltozáson is átment. Hogy olyan rácsos alkatú redőzetté alakult át, mint amilyent a rácsra terített lepedő mutatna. Azt, hogy az ilyen teknő már eredetileg völgyiséggként alakult ki, háttérbe helyezendő ötletnek kell tartanom, mert a tíz km-en ezer m-es magasságkülönbség a lejtőn, a símára lekopott, egyenletes ősfelszín kialakulására kissé sok.

A töréses hegyszerkezet a közép-karbontól kezdve mindenütt vezet a Tiensán-nak általam ismert részein. Bármennyire élesen, üdén terjengenek előttünk a peneplén-térszínnek a hanhai-rétegek elborításából felszabadult mezőségei, szinte minden esetben meg kell állapítanunk, hogy a mezőségek, szrt-ek lapjai nem egészen illenek össze. Nemcsak a folyók mély sikátorjai darabolták fel. Ellenkezőleg; a térszín előbb saktábla-szerűen feltöredezett. A saktábla-mezők egyenlőtlenül megbillentek és bezökkentek helyenként. Még pedig igen különböző időben. Némelyik így támadt felszíni lépcsőzetet újra elsímította a peneplén-alakulás folyamata. Ezek a régiek, a legrégebbiek, mint több adatom bizonyítja, már az angara-rétegek lerakódásának idejében keletkeztek. De

vannak köztük egészen fiatalok, diluviálisak, mint éppen itt a Karatas-fennsíkon is diluviális emeletekre tagolt penep-lén-térszín van. Az időmeghatározás a körülményekhez képest elég pontos. Az ugyanis kétségtelen, hogy az idősebb Akkija-eljegesedés idején a Karatas-fennsíkon végig folyt a Nárin-jégár. Ez az óriási jégár a Karatas-fennsík mai emeleteit nem tűrte volna. Fenékmorénájának nyomaival, maradványaival tele van a fennsík. A szrt-darabok magassága azonban ma annyira különböző, hogy több helyen a mély sikátorok szembenéző falai nem illenek össze. Ez csak az Akkija-állapot után keletkezhetett.

A Karatas-fennsík egyébként is a Nagy Nárin-völgy Akkija-állapotbeli fenekének térszínét őrizte meg, ha kissé utólagosan deformált, összetöredezett állapotban teszi is ezt. A Karatas-fennsík az Akkija-fenek maradványa lett, úgyhogy ez a fenék a Karatástól nyugatra és keletre besüllyedt. A keleti besüllyedés lehetett régibb is, mint az Akkija-állapot. Ebben az esetben az Akkija-jégárnak és morénáinak kellett kitöltenie. Az Akkija-jégár visszavonulása alatt és után történt a keleti fővölgy kiürülése és a Karatas-fennsík mély sikátorainak kivésése, ároksüllyedéssel vagy anélkül. A nyugati besüllyedés egészen bizonyosan késői diluviális. A Karatas-fennsík így a Nárin völgyében széles gát, melyet a folyó átfűrészelt. A Kis Nárin-szrt képe egészen közeli rokonságban van a Karatas-fennsík képével, bár lényeges különbség az, hogy a Kis-Nárin penep-lénje gránit-rög tetejének leporlasztásából keletkezett, míg a Karatas felsőkarbon-mész-kő-táblából származott. Az is különös, hogy a Kis Nárin-ban a hanhairétegek nyugaton is, keleten is csak a hegytetőkön vannak, nagy magasságban, míg a Karatas-fennsíkon két nagy táblával mélyebb emeleteket borítanak el.

A Karatas-vidék földtani szerkezete a diluviális képződmények elhagyásával a következő. A Keng-hágó (3890 m) palagerincétől 5 km légvonal távolságban vetődés van. A palák erősen préselt redőzetéhez itt szabályos mészkőboltozat támaszkodik. A Keng-hágóról lefutó patak és a Gyakbolot-völgy közötti gerincen (Kizil-bel) 5530 m magasságban vörös mészkőbreccsa fekszik. A nyugat-északnyugati csapású redő, melynek szinklinálisában a breccsa van, belsejében fekete agyagpala, melyen fehéreres sötétszürke alsókarbon mészkőpala, ezen pedig mézspáteres tömör mészkő fekszik. Ez az utóbbi kőzet igen vastag lehet, mert függőlegesen, majd távolabb meredeken dél felé dülő padjai messze látszanak nyugati irányban a hegyoldalakon. A Kizil-bel közelé-

ben van egy magas, sziklás, vörös, gúla alakú hegy. Ez a hanhai-rétegek eredeti vastagságát mutatja, valamint azt, hogy az a két folt, melyet térképünk feltüntet, a hanhai-takaró igen csekély maradványa. A Gytim-tau vetődésének hatása alatt hosszú árok keletkezett a Gytim-tau déli lábvonala hosszában. A Karatas-felvidéket ez az árok választja el alaktani értelemben is a Gytim-tau láncától. A Vöröshegytől déli irányban 7 km szélességben, amennyire kivehettem, mindvégig meszes, helyenként konglomerátumos vörös homokkő borít egy hepehupás fennsíkot, helyesebben mezát, hátságot. Ez a hátság délre billent tábla. A tábla déli vetődése előtt hosszú mészkő-fal van. Míg a vörös homokkő által borított tábla déli pereme mintegy 5500 m magas, előtte a mészkő-fal legalább 3500 m-ig ér. A mészkőfal nyugat felé szembetűnően alacsonyodik, végül is elsímul egészen. A Dangi nevű patak miatta 7 km hosszú vonalon nyugat felé folyik, a mészkőfal okozta merev, egyenes völgyben, a mészkőfalat lábainál mosva. Az a pont, melyre a mészkőfal déli oldalán felmentem, 3400 m volt. A Dangi szurdokának északi pereme 3290 m. A vörös homokkő hátság szélességével is (7 km) tanúskodik amellett, hogy a Gytim-tau az egymást éles szögben metsző, általában nyugat-északnyugati vetődések mentén lépcsősen leszakadozott, úgyhogy a lépcsők között hosszú árkok keletkeztek.

A Dangi-ároktól északra levő vörös hátság homokkövei természetesen nem vízszintesek. Ezt már az összetöredezetttség is lehetetlenné tette. Általában kisebb-nagyobb fokban dél felé dűlnek. Az előttük álló Dangi-fal mészköve az atbasii vastag pados szürke mészkő, melynek rétegei itt feltűnő szabályossággal függőlegesre állítottak. De a mészkőfal déli oldala nem olyan meredek. A mészkőfal a Nagy Nárin-teknő északi felhajló széle. Közte és a Gytim-tau főgerince között vannak az elébb említett árok-szerű lépcsős süllyedékek, a peneplén-térszint itt megsemmisítő beszakadások. A Dangi-mészkőtérszín maga is, bár csekélyebb mértékben, összetöredezett. Felszínének legjellemzőbb arculati vonásai azonban karsztosodásának következményei. A Gyakbolot-patakja, mielőtt a Nárin-t elné, kis katlan-szerű medencén úgy szalad át, hogy mély sikátorból lép beléje, és ugyanilyen árokban szalad ki belőle. A Dangi ellenben az elébb leírt mészkőfalat nyilván beszakadt barlang hasadékján jut a Nárin felé, melyet 400 m mély, vad sikátor fenekén elbújva ér el. A Dangi sikátorja 8 km hosszú, majdnem teljesen egyenes sziklafolyosó. De egyébként is sok barlang lehet a Dangi-mészkőfalban. A 95. ábra NE jelölésű

és 12-es hasadéakai is ilyenek. A 100. ábra a Dangi sikátorjából mutat egy részletet, a mészkőfalón való áttörés helyéről. A karsztos penep-lén-teknő a Nárintól északra 2—4 km-nyire a legmélyebb. Ezen a vonalon szembetűnő hajlat van. Róla úgy észak, mint dél felé emelkedik a penep-lén-térszín. A Nárin a dél felé emelkedő térszínbe van bevésve. Nem lehet mást feltenni, mint azt, hogy a hajlat az előbb felsorolt vetődésekkel együtt igen késői földtani korban keletkezett, talán diluviális, bár a Nárin délre szorításában akár a hanhai-rétegekkel, akár az Akkija-morénákkal való megtöltés is szerepet, esetleg főszerepet játszhatott.

A Karatas-felvidék mészkőterülete mellett nyugaton erősen összetöredezett és erősebb függőleges elmozdulást szenvedett, tehát rögzöesebb terület van. Ez az Ardakte-hátság. Itt a Nárin, vakmerően összerótt kirkízhídja (2380 m) alatt belép a Karatas (feketekő) nevű vad porfír-szurdokba. A híd mellékén csillámos homokospala-rög van, melyen szögeltéréssel vörösre málló, kissé agyagos sötétszürke, mészpáteres alsókarbon-mész-kő fekszik.

A *Kis Nárin völgykapuja* ároksüllyedékben keletkezett. A Gytim-tau és a Nura-tau fülkejégárrakkal megrakott, meglehetősen egyenletes magasságú gerincei között legalább 5 km széles hézag van. Ezt a hézagot vörös hanhai-rétegek töltötték meg. A harántsüllyedék, az alaphegység redőzetét vágja ketté. A Nagy Nárin völgye úgy ér erre az ároksüllyedékre, hogy négyszáz m magas emeletről néz rá. A Nagy Nárin, épenúgy, mint a Burkhán (Kis Nárin) az árok besüllyedésével lépést tartva véste ki sikátorját. Ez a süllyedés régiségére vall. Az Akkija-állapotbeli jégár nyakig kitöltötte ugyan az ároksüllyedéket, de annak arculatában szembetűnő módon ez nem érvényesül. Vörös homokkő dombok és sárga törmelékmezők, igazi badland-alakzat adja a tájkép tartalmát. Ez meg arra vall, hogy a süllyedés a diluviumban is tartott.

A *Nura-medence* és a Karatas-fennsík szerkezetileg egymással szoros kapcsolatban vannak. A Keng- és Gyakbolot-hágók előtt levő Kizil-bel és utóbbinak 3800 m magas Vöröshegye elárulja, hogy a hanhairétegek milyen magassági vonalig töltötték fel a Karatas-vidéket. A Nura-medence hanhai-rétegei is magasan ülnek a Nura-tau déli oldalán. De amíg a Karatas-fennsíkon a hanhai-rétegek feneke, a penep-lén-térszín, a rajta volt hanhai-rétegek túlnyomó részének, sőt a Dangi-tábla által képviselt, aránylag csekély maradvány kivételével egészen lepusztulása kö-

vetkeztében meztelenül mutatkozik, addig ugyanez a penepkéntésrész a Nura-medence mélyében teljesen eltűnt. A Nura-medence süllyedését a Karatas-fennsíknak meghajolt térszíne legmélyebb vonalához mérve, legalább ezer m-re kell becsülnünk. Ekkora emeletek keletkeztek tehát a Nárin-völgyben a harmadkorvégi süllyedések által. A Nura-medence mély süllyedékjében a hanhai-rétegek nagy tömegei menekedtek meg a lepusztulástól. A Nura-medence ma tehát a tiensáni vörös-medencék egyike.

A *Nura-tau* főgerince aránylag keskeny, az alsókarbon redőzetből kiszakított hosszú rög. Jelentékeny magassága következtében, a felsőkarbon fedél lepusztulása által tárult fel benne az alaphegység redőzete. A Nura-tau felépítésében az alaphegységnek erősen mészkőpalás felső csoportja áll elől a gránodiorittal áttört amfibolbiotit-gránit nagy tömege mellett. A pala-csoportban főként fekete agyagpala és hematitos magnetit-pala, valamint zöldesszürke csillámos palák vannak a legnagyobb mennyiségben. Feltűnt az is, hogy a Nura-hágó déli völgyében határozott csapás nem bontakozik ki. A fekete agyagpala és mészkőpalák itt igen kis rögökre töredeztek. Valamennyi rögnek csapása persze más. Ezt a Nárin-medence besüllyedésével kell magyarázni. A Nura-tau ennek a medencének oldalfala. A déli völgyben gránit nincs.

Az északi oldalon, a Nura-hágón (3890 m) és a 4500 m-es jeges csúcsokkal koronázott majdnem egyenes vonalú főgerincen túl kibontakozik a nyugat-keleti csapás. Csupa egyközű törés, függőlegesre préselt redőzetben. A redőzet bele gránit, de a főgerinc sok csipkés tornya fekete színével nagy távolságra elárulja a palákat. A gránit ellenben a főgerinc alatt északon terjedelmes tömeg, s hátán a tönkfelszín letört és meghajolt maradványai ülnék. A Kokturpak-Csicsardin árok, mely a Nura-tau északi lábvonala lett, pontosan a Dselangács törésvonalának meghosszabbítása. Ez az árok tárta fel a gránit mélyét. Az árok ki volt töltve még a diluviumban is nyakig hanhai-homokkővel. Széles táblában van meg ennek a homokkő-táblának maradványa a Kokturpak és Csicsardin völgyek között.

Az *Alamisi-tau* alakja a térképen egyenlőtlen szárú háromszög. Merev, üvegrepedéshez hasonló határvonalairól nem nehéz felismerni a nagy hegyszerkezeti táblát. Nemcsak a Nárin völgye (105 km), hanem a 87 km-es Ulán-völgyi hosszúság is egyenes. Csak a harmadik oldal, a Csarkaritma és Atbasi oldal 55 km hosszú szára kevésbé merev, de ez sem tér el nagyon az egyenestől. A Nárin mély szurdokától délre 4—5 km távolságban, tehát

az Alamisi-hegység oldalában árok-süllyedék van. Ez is fiatal hegyszerkezeti jelenség. Az ároksüllyedék egyközű a Nárin árkával. Keletkezése által az Alamisi-hegységből elő-hegység vált le. Az előhegység mögött a Kaska-belen látni lehet, hogy a felsőkarbon mészkő összetöredezett rögei alatt az alaphegység redőzete van. Itt nyugati csapású epidotos kvarcpala redőzete van a főgerinc magas mészkőfalainak aljában. A mészkőfalak 30 fokos déli dőlésű padjai éles ellentétben vannak a zöldes kvarcpala törmelékes dombhátaival. A Kaska-bel árok-süllyedéke nem mély, nem is igazi árok-süllyedék. Csupán az Alamisi-hegység hosszanti törésvonalának tekinthető, melyen árok keletkezett.

A Kaskabel árka és az Ulan-völgy között a hegység egész szélességében összetöredezett, talán véges-végig felsőkarbon mészkőtábla. A Bajbicse-hágón a mészkőtáblák redő-szerű meghajlását is látni lehet ugyan, de a szerkezet uralkodó jellege az, amit e redő-féle hajlat alatt közvetlenül mutat, a kisebb-nagyobb tábladarakokra való szétesés. A nagyobb tábladarakok félrebillent hasábok, egyik oldalukon meredek sziklafallal, másik oldalukon enyhébb lejtőkkel. Nyugat felé megszakítás nélkül ismétlődik ez a hegyalakzat, leszámítva az Iri-szu és Csalkak ablakát és mögötte a Szárkárát-Müszküj palahegyeit, melyben az alaphegység redőzete látja a napvilágot. Meg kell azt is említeni, hogy szemben a Karatas teknő többnyire igen erős dőlésű mészkőrétegeivel, az Alamisi-tau főgerincétől délre a mészkőtáblák röghegyeiben a táblák csekélyebb dőlésűek és általában észak felé dőlnek. Az Alamisi-tau felsőkarbon táblái úgy festenek, mintha egy nagy szinklinálist kirajzoló táblahegy rogyott volna össze. A szinklinális alakját legfőbb vonásokban az összerogyott tábladarakok is megőrizték úgy, hogy a nárini oldalon a táblák mind délre, az ulani oldalon mind észak felé dőlnek.

Az Ulán széles vöröshomokkő-táblában folyik. Ez a kétségtelenül hanhai-tábla egyike a harmadkor-végi nagy süllyedékek tábláinak. Arról szó sem lehet, hogy az itteni vöröshomokkő ebben az árokban halmozódott fel. Ennek ellene mond anyagának vastagsága és egyneműsége, de az is, hogy nagy táblákban összetöredezett, akárcsak a felsőkarbon mészkő. Még csak azt is nehéz lenne állítanom, hogy összetöredezései és elvetődései szerényebbek. A jobbparti, Ojnok-gyár nevű kopár hegyeken a Költör-völgy tájékán a vöröshomokkő éppenúgy 40 fokos északi dőlésben van, mint benn a hegységben a felsőkarbon-mészkő. Ebből azt kell

következtetni, hogy a hegyszerkezeti átalakulásnak ez a folyamata szintén *késői harmadkori* volt.

Az alaphegység redőzete meztelenül látható az Alamisi-hegység északi oldalán, még pedig a Karatas porfír-tömege mögött. Ezt már a hegység arculata is elárulja. Azok a síma hegylejtők és lapos hegyhátak, melyek a mészkőtáblák alacsonyabb, tehát kevésbé megtépdesett vidékein tűnnek fel, a Kis-Nárin torkolatával szemben levő hegyeken hiányzanak. Itt, a karatasi híd közeli Kaska-völgytől nyugatra a Gytim-tau és az Alamisi-tau által alkotott nagy mészkő-teknő síma felszíne folytatásában keskeny gerincek és csipkés, tornyos, sziklás hegyoldalak erősen kimart térszíne van. Az előbbi teknő ugyan kirajzolódik itt is, csak a mészkő-hegyoldalak símaságát az érdes palák recéi váltják fel. De ezzel együtt megváltozik a térkép is. A mészkő-fenek oldalain szép szabályossággal és egyközűen folynak le az Alamisi-tau vizei. Az alaphegység redőzetén ellenben valamennyi, úgy mint sorjában felülről a Karatas, Csalkak, Iri, Kaündü, Szarkarat (Csarkarat?)-Müszküj a hegység északi oldalában nyugat felé kanyarodnak.

Külön kérdés a pala-redőzet és a felsőkarbon táblahegység viszonya. Az alaphegység a Karatas körül táblahegységek közé úgy van ékelve, hogy közöttük lényeges magasságkülönbség sincs. Ebbe a helyzetbe az alaphegység régen is juthatott, de a harmadkorvégi süllyedések során is. Alaktani értelemben az Alamisi-hegység szívében egy az alaphegység redőzetéből kihasított 18×15 km terjedelmű rög van. Ez a redőzet észak-északnyugati csapású. A palaredőzet déli szomszédságában a felsőkarbon táblák csaknem vízszintesen fekszenek 5—4000 m magasságban. Az itt leírt alaphegységi töredék palái természetesen erősen préseltek és általában függőlegesre állítottak, pikkelyesen összeszorultak. Nyugati végén az első Nárin-menti sarokban, mely fok alakjában áll ki a Nura-medence szélén, csillámos vasas agyagpalával kezdődik a redőzet. Azután kloritos agyagpala, majd szericitfillit, végül csillámos, homokos agyagpalák következnek. A kőzetek a devon paláira ütnek.

Az a hátság, melyet mi *Csarkaritma*-hágónak nevezünk (2700 m), 600 m-rel magasabb a Nárin, és 400 m-rel az Atbasi-folyónál. Előbbi 10, utóbbi 15 km távolságban van a hágó vízválasztójától. Az esés tehát csekély. A táj képe már teljesen a Nárin-medence badland-jáé. A vízválasztó egy vörös hanhai-tábla tetején levő

kifújtt dombságon kanyarog, 25 km hosszú és közel 10 km széles ez a vörös tábla. Kirgízeim Darvaza-bel néven ismerik. Ez a nagy vörös tábla kétségkívül egy harmadkorvégi rög teteje. Keleten, az Alamisi-hegység oldalában magasabban a Darvaza-belnél, 2800—3400 m magasságban fekszenek az ott ragadt hanhai-táblák. A Darvaza-bel röge két keskeny mészkő-gerinc közén lejtősödik nyugat felé. A Nárin-folyó előtt 2200 m magasságban van a szegélye. Itt a Nárin-medence vetődése veti végét az Oldomor-bel nevezetű domboldallal. A Csarkaritma-hágóról Nárinszkojeba vezető árok lehasítja az Alamisi-tau nyugati sarkát. Az árokban és oldalain szaruköves gumós mészkő meghajolt szinklinálisa tárult fel. Ennek tetején durvaszemű mészkő-konglomerátum van. Csaknem függőlegesen áll (70 fokos) északi dőléssel. A konglomerátumon, szabályos településsel szürke meszes homokkő van. Ez úgy látszik éppenúgy hajolt, mint a szaruköves gumós mészkő szinklinálisa. A két utóbbi réteget a felsőkarbon-nal való szerkezeti kapcsolata alapján az angara-rétegek képviselőinek kell tekintenem. A keleti oldalon a magasban levő hanhai-táblák az itt említett szinklinális legyalult tetején fekszenek.

Az *Üjürmen-tau* egyáltalán nem nevezhető egyetlenegy hegyláncnak. Két egymástól meglehetősen eltérő szerkezetű részből tapadt össze. Az egyik rész a 120 km hosszú és szinte mindvégig pontosan 16 km széles kettős főhegylánc. A másik rész kulisszaként tapad az elsőhöz dél felől, 90 km hosszú. Minthogy az északnyugati részen két magas hegygerinc mutatkozik, az *Üjürmen-tau* messziről egyetlen láncnak látszó jeges-havas, egyenletes magasságú, de csipkés tetővonala összesen három, kulisszák módjára egymás mögött álló hegygerincre bomlik szét. Az északnyugati külső gerinc az *Aktas-*, a vele egyközű déli gerinc a *Kel-tebuk-*, a délkeleti oldal főgerince pedig a *Bogusti-hegylánc*. Van még egy rövidebb hegylánc is, mely nagy magassága miatt előhegységnek nem ítélnélhető. Ez a *Csatir-kul* északi partja mentén levő *Tasrabat-lánc*.

Az *Üjürmen-hegység* hegyrajzi értelemben élesen válik el környezetétől. Nagyon meredek hegyoldalak környezik mindvégig. Együttvéve és egészében a *Tiensán* nagy rög-lemezeinek egyike. Bizonyos az, hogy ez az emeletszerű nagy lemez a penep-lén-térszín összetöredezése által vált ki környezetéből. Ezen a fővonáson semmit sem változtat az, hogy a hegység még további apró rögökre töredezett szét, és hogy az apró rögök némelyike magasra kitolódván,

vagy magasan függve maradván, most egyenletes magasságú gerincen ülő merész gúla. Az Üjürmen-hegységnek jellemző vonása az is, hogy az alaphegység redőzetének a domborzatra nagyobb befolyása volt, mint a többi hegységben. Az kétségtelen, hogy, ha az altaida-gyűrődések nem alakítottak volna ki általában nyugat-keleti csapású redőzet-rendszert, sem a Tiensán egészének, sem részeinek, egyes rögeinek ilyen tengelyű, szinte szabályszerűen nyugat-keleti irányban kinyúlt alakjuk nem keletkezett volna. Az Üjürmen-hegység alap-redőzete és a rögot kialakító főtörések azonban itt sem egyeznek pontosan. Már korábbi fejezetekben említettem, hogy a Száridász-tól kezdve a Tiensán középvonalán a Csatir-kul irányában az alaphegység redőzetének tengelye NY—DNY irányú. Sehol sem jut ez erősebben szóhoz, mint éppen itt az Üjürmen-hegységben. De e hegység hosszanti törései is tíz-tizenöt fokkal térnek el a főtengelytől. Ezért ferdén metszik a redőzetet, s ennek következményeképpen tarka lett a hegylánc. Rendszerint váltakozik a hegycsúcsok kőzetanyaga és ezért a csúcsok alakja és színük is.

Az Akszáj-szrt napijáróföldre gránitból és gnejszgránitból van. Az Üjürmen-tau keleti végén a Tüz-bel árka ősi szerkezeti vonal, környezete ofitos diabáz-telérekkel van tele, a gnejszgrániton pedig vastag porfirittufa fekszik. Az eruptivum északi oldalán zöldes fillit és muszkovit-gnejsz préselt redőzete van, áttörve gnejszgránittal. Ezt a redőzetet tártá fel a szurdok, melyen az Ulán, Balik-szu az Atbasi-medencébe jut. A Bogusti-gerinc maga táblás felsőkarbon mészkőből van. A töréses szerkezet nyilvánvaló. Az Akszáj-rög és az Üjürmen-hegység rögeinek egységes tömegéből leválva süllyedt le az Atbasi-medence. A süllyedés és vetődések nagyjában délnyugati csapású főtörések mentén történtek, s ez alkalommal több főtörés vetődéseinek keletkezett szeletek egymásra torlódtak. A szurdok vonalán az északi szelet feltorlódott a déli szelet felsőkarbon tábláira. A Bogusti-gerinc keleti vége a feldőlő felsőkarbon-táblákból vésődött ki. (114. ábra). Azok a hanhai-rétegek, melyek a Bogusti-gerinc mészkő-tábláin volt tönkfelszínen lerakódtak, a süllyedésben legalább ezer m-rel mélyebb szintbe kerülve megmenekültek a teljes elpusztulástól. A Bogusti-gerincen ellenben lepusztult a hanhai-takaró. Sőt azt is fel lehet tenni, hogy az angara-homokkő, melynek feltjait az Üzüngegus és Narszkoje körül állapították meg, és amely innen nyugat felé már mindig nagyobb tömegben szerepel, az itt is a hanhai-rétegek fekvőjében van.

A Bogusti-hegylánc északi oldala különösen meredek az Atbasi-medence mellett. A hágó völgyének északi bejáratánál észak felé dőlő felsőkarbon mészkő van. Ez a besüllyedt Atbasi-medence lépcsője. A szurdokszerű völgyben 80-fokos dőlésű barnássárga palás mészkő és mészkőpala következik. Ezután vetődés, majd kloritos szericit-albit gnejsz, beljebb aktinolitós gnejsz következik újabb vetődés után A hágóig összesen három gnejsz-pikkelyt láttam. Beléjük gyűrten van a sárgaszürke mészkőpala és a fehér csakirkurumi pala. A déli völgyben főleg fillit és alsókarbon mészkő gyűrődései, pikkelyei vannak. Feltűnő azonban a hegytető alakja és szerkezete. Az erős tagoltság ellenére is látni lehet a meza-jelleget. A felsőkarbon mészkő helyenkint szinklinálisként mélyül be a gnejsz és fillit redőzetébe. Azt nem állapíthattam meg, hogy ez a táblák meghajlásával történt-e, vagy pedig izoklinális besüllyedések vannak-e jelen. Az ilyen megfigyelést megnehezítette a hólepel is. Az Akszaj oldalán a gnejsz és fillit redőzet és az alsókarbon-felső devon mészkő pikkelyesen torlódtak össze.

A Bogusti- és a Keltebuk-szelvények között ismeretlen tovább is az Üjürmen-tau szerkezete mintegy 65 km hosszú szakaszon. A Keltebuk szelvény természetesen fele a Bogustiénak, mert itt már hiányzik a déli kulissza. A Keltebuk-szelvény főbb kőzetei északon epidotalbit-gnejsz, ezt délen fehérszürke, helyenkint kristályos és palás, általában vastagpados felsőkarbon-mészkőből, ennek csaknem függőlegesre állított tábláiból épült sziklafal határolja. A Keltebuk-patak vad szurdokban tör keresztül a sziklafalon. A mészkő-fal keskeny, de igen hosszú lehet, mert a Tasrabat-völgyben, 17 km-re innen, épenilyen sziklafal és szurdok van, még tovább, 37 km távolságban a Belkara-hágó is mészkő. A mészkő-vonulat tehát egyenes, merev itt is. Tekintélyes vetődésnek köszöni létét. A Tasrabat-szelvény déli végén megisméltödnék ezek a torlasz-szerű mészkőfalak. A Keltebuk-hágó előtt is van nyoma, de itt nem emelkedik ki a szirt annyira feltűnően. Annál inkább feltűnő, hogy a két mészkő-fal, ez a két, egymástól egyformán 10 km távolságban kiálló bástya olyan fillit-hegységet zár be, mely alacsonyabb, mint a mészkő-gerincek. A mészkőgerincek közé fogott fillit-hegység kivájt felszínű fennsík, mely észak felé lejtősödik. Ezért valamennyi patak a déli gerinc vízválasztójáról észak felé folyik, de a fillit hegyek között sok oldalt jövő patakot vesznek fel és az északi gerincet csak néhány kapuban törik át. Elég furcsa, erősen kimart fennsík tehát az Üjürmen-tau délnyugati

felének szerkezete és képe. Igaz, hogy a tíz km széles palaredőzet öve erősen gyúrt, préselt. A hegység képe nem ennek a következménye. A Keltebuk-völgyben megállapíthattam, hogy a palaredőzet csapása igen nyugtalan, ami nagyon feltűnt azért, mert a Közép-Tiensánban a karbon-redőzet tengelye általában könnyen felismerhető. Itt a palák mintha legyezőszerűen ágaznának szét. Ezzel azonban cseppet sem törődtek azok a nagy vetődések, melyek a pala-redőzet tetejére települt felsőkarbon mészkő-táblákat bepréselték és feltorlaszolták. Az ellentét a palaredőzet és a karbon-mészkő között egészen éles. A különféle gnejsz-fillit-agyagpala kőzetek kibogozhatatlannak látszó tömege bizonyosan nem fiatalabb a devon végénél. Ebben van mészkő is, de igen alárendelten. Főképen márvány-rétegek, melyek sok helyen kicsillannak a hegyoldalakon a sötét sziklákön. Az alsókarbon rétegek képviselői, sárga palás-mészkő és szürke mészkőpala, melyben megjelennek egyes világosszürke mészkőpadok is a gyűrődésben még erősen préselt, pikkelyesen torlódott csomagban vannak. De ugyancsak a Bogusti-szelvényen lehet látni azt is, hogy a diszkordancia az idősebb pala-gnejsz csoporttal szemben igen éles. A Keltebuk és Tasrabat között az alsókarbon mészkő-redőket nem találtam meg. Ellenben annál nagyobb mennyiségben a csaknem gyűretlen felső-karbond.

Az Üjürmen-tau nyugati szakaszán a gnejsz- és palacsoportot jelentékeny tömegű gránitporfir törte át. A Keltebuk-hágó fölött a nyugati oldalon réteges-pados ezüstszürke, durva, sok csillogó kristályszemet tartalmazó, meszes kötésű homokkővet találtam. Azt hiszem ez a felsőkarbon felett fekvő kőzet az angara-csoportba tartozik. Feltűnt, hogy a hanhai-rétegek nyomát e hegység belsejében, tömérdek vetődés ellenére sem találtam. Az Üjürmen-tau alacsony délnyugati vége már csupán a felsőkarbon-mészkőtáblák hegysége.

A Dél-Tiensánnak egyik legjellemzőbb vonala az a kétszáz kilométernél jóval hosszabb árok, mely a magas Akszaj-fennsíkről csaknem egyenesben, alig egy-két fok eltéréssel a keleti iránytól a Tárím-medencének abba a szögletébe vezet, melybe északról a Száridsász-folyó, nyugatról a Tauskan-darja torkollik. Két folyónak ilyen találkozására a Tarim-medence peremén épenséggel nem szokatlan. A Tauskan-darja, illetve az Üzüngegus torkolatától az ároksüllyedék felső végéig a Koksál-folyó a Közép-Tiensánra igen jellemző hosszanti folyók társaságába tartozik. Északon a Koksál-

hegylánc és a Bedel-hegylánc van mögötte. Délen a hegyeknek három feltűnő szakaszuk van. A nyugati az Uru-tau, a középső az Apatakan-tau, a keleti a Karateke-hegység.

A Koksál ároksüllyedék nem olyan egységes, mint a Jordáné, annak ellenére, hogy szakaszai sorban követik egymást. Az ároksüllyedék több egymással egyközű, de nem egyenes vonalban levő keskeny, hosszú árokszakaszból van összetéve. A szakaszok egyike pedig épenséggel le se süllyedt, hanem egyenesen az ároksüllyedék középső szakaszában kimeredő sziklafal lett. Ez a sziklafal, a Merkecs-dag, benn az árokban, annak főtengelyén van. Valamivel hosszabb 100 km-nél és olyan keskeny, egyenes, egyenletes magasságú, mintha kőművesek építették volna. A Merkecs-dag nem pontosan Ny-K tengelyű, hanem attól kissé eltér NyDny-KÉk irányba. Tehát ferdén ült az árokba. Nyugati fele hozzátapad az Üzüngegus-hegységhez, keleti fele kimered a Bedel-hegység alatti, előbb említett medenceszöglet sivatagába. Itt az ároksüllyedéknek két sávja van. A magas Merkecs-dag az egyik, a lesüllyedt Koksál-árok a másik. A nyugati szakaszon ellenben a Koksál-árok lesüllyedt sávja a Merkecs-dag északi oldalán van, s itt a Merkecs-dag a déli hegységhez, az Uru-hoz tapad. Olyan tehát ez a Merkecs-dag, mintha az úszó rönkfa megakad a keskeny hegyipatakban. Mindenesetre az ároksüllyedéket három feltűnő szakaszra osztotta. Ezt a három szakaszt az északi hegyvonulat két legnagyobb a Koksálba ömlő folyója teszi könnyen megjegyezhetővé. Ez a két folyó a Keng és az Üzüngegus.

A Koksál-árokknak a Karakol és az Üzüngegus-torkolat közötti szakasza 55 km hosszú. Hegyrajzi értelemben az ároksüllyedék ott végződik, ahol az Üzüngegus óriási törmelékkupja van. A Merkecs-dag itt megszakadt. Nyilván haránttörésen vetődött a mélybe, az ucsturfáni medence rengeteg kavicstöltelékje alá. Ez a medence a Koksál-árok szerkezeti folytatásaként tekinthető, mert az ároksüllyedék tölcészerűen kiszélesedik feléje és egybeolvad vele. A Tarim-medence északi szegélyzetének feléje öblösödő ívei és ívalakú törésvonalai eredetileg az alaphegység redőzetének szerkezetére vezethetők vissza. Közép-Ázsiában sok ezer km-nyi utamon kevés támasztékot találtam ahhoz, hogy a prekarbon alaphegység eredeti szerkezete a mai arculatra érzett kihatásait. A Bedel-ív azonban ilyen. Kétségtelen, hogy a dél felé konvex redőzet alakját az alsókarbon előntés előtt, még pedig jóval előbb szerzette. Az alsókarbon-táblák lomhán fekszenek rá a

palák összecsavart és préselt redőinek lenyírt rétegfejeire. Nemcsak a redőzet, a gyűrődés előzte meg a karbont, hanem a kettő közé iktatódott egy teljes fejlődéstörténeti ciklus is, melyben a redőzet lekopott tönkfelszinné. Keidel megfigyelése szerint az egész Merkecs-dag a dél felé irányuló késői áttolódásnak homlokfala. Szerinte ez az egynemű krinoidásmészke gerinc, mely szirtekre bomlott, északról rá van tolva a hanhai-rétegekre, sőt ennél is tovább, az ároksüllyedék déli oldalán levő alaphegységi redőzetnek általa apatalkan-palának nevezett rétegcsoportjára. Még az ároksüllyedék is ott a legkeskenyebb, ahol az erre felé rátolt ív legdélibb pontja van, nevezetesen a Kizilgumbesz és Tizekterdi között.

A Karateke-hegység képe a Merkecs-daggal szemközt teljesen más. Sötét, lapos hegytetők, alsókarbon mészkő tábláiból lett rögök vannak itt. De a Koksál-árokra néző oldal merészen leszakadt, egyenes, végeláthatatlan hegyoldal. Ez nyilvánvalóan nagyszabású vetődés által lett ilyen. Igaz, hogy a Koksál-folyó ma végig alámossa ezt a meredek hegyoldalt, de nem sokat változtatott rajta. Még csak észrevehető vagy feltűnő karéjokat sem tudott kivájni. Olyan egyenes ez a hegyoldal 50 km-nél több távolságban, ami csakis hegyszerkezeti alapja által keletkezhetett és lehetett ilyen. Természetes, hogy a mai felszín az árokban a Merkecs-dag uralma alatt áll. A Merkecs-dag szurdokaiból bővízű patakok törnek az árokba és tömérdek kavicsot hordanak beléje. Ennélfogva az árkot feltöltik a Karateke-hegységhez szorított folyóig kavicsaikkal, a folyó felé lejtő kavicsmező anyagával.

A Karakol torkolata hegyszerkezeti nézőpontból is nevezetes pont, mert itt változik meg a déli oldal képe. Az alsókarbon mészkőtáblák itt elfogytak és a hegyoldalt kizárólagosan az apatalkan palák foglalják el. Itt van a Karateke-hegység és az Apatalkan-hegység határa. É—D törésvonal választja el a két hegységet. A Karateke-hegység lezökkent az Apatalkan-hegység mellé magasabb szintből. A lepusztulás, az általános lekopás azonban a felszínen kiegyenlítette a hegyszerkezeti lépcsőt. Ma a két hegység domborzatának alakján és magasságán feltűnő különbséget nem láttam. De azért van az Apatalkan-hegységnek külön jellemző vonása. Ez a fillitek határozott gyűrődési tengelyének és a rétegboltozat csapásának következménye lehet. Nagy völgyek vannak itt a hegyszerkezeti csapásban. Ha a tönkfelület sokat lesimított is, újra éledt a redőzet termé-

szetes domborzata. A palák 240 fok irányú csapásába belefeküdt maga a Koksál-folyó is az Upatalkan-völgy és a Karakol torkolata közötti 45 km-es szakaszon. Olyan egyenesen, mintha présbe szorították volna. Az Apatalkan-hegységben is megvan a redőzet okozta párvonalasság. Ezt eléggé bizonyítja megtett útvonalam is úgy a Bülötü-Aszavaj szakaszon (30 km); mint a Keltebuk-szakaszon (18 km), melyek elég egyenes vonalak, a Koksál-törésvonal-tól állandóan 8—9 km távolságban, az Apatalkan-hegység belsejében levő völgy sorozaton.

A nagy ároksüllyedéknek nyugat felé következő önálló szerkezeti szakasza a Karakol és Keng-kol között van. Ez is valami 48 km hosszú, s éppen olyan mereven egyenes, mint az előbbi. De keleti vége aránylag keskeny, nyugat felé szabályosan kiszélesedik, végül a Szárbulak-hegy az itt csaknem 10 km széles árkot hirtelen elvágja. A szerkezeti kép hasonló a keleti szakaszéhoz. Az előbb leírt árokszakaszt *Gyalancsi*-szakasznak vagy vidéknek nevezhetjük. Ezt mindenki megérti ott is, mert ez a neve egyetlen karavánállomásának, illetve most teljesen elhagyott katonai őrhelyének (1909-ben). A Karakol és Keng-kol közötti szakaszon is van egy ilyen őrállomás, a Karabulak-karaul. A *Karabulak-szakaszon* végigjártam egyszer a völgyfenéken, egyszer pedig a déli oldalon levő Apatalkan-hegység Kara-kungej nevű hegyhátain át. A Koksál folyó 2600 m-en lép be a Karabulak-szakaszba és 2500 m-en lép ki belőle. A Kara-kungej ösvénye 3120—2880—3500—2900—2800—3750 m-es pontokon át vezet. Az utolsó a Keltebuk-hágó már a következő harmadik árokszakasz határán van.

Hegyszerkezeti nézőpontból a legfeltűnőbb ezen a szakaszon a világosszürke, sűrűn mészpáteres, vastag pados krinoida-mészkő keskeny öve, mely valóságos sziklafalként, egyenes vonalon csap át az ároksüllyedék északi oldaláról a déli oldalra. A krinoida-mészkő szerkezetileg különvált, a hegyrajzban is önállóan érvényesült keskeny, alig 2—3 km szélességű öve keleten szirtekké szét daraboltan meredezik ki a Karabulak-árok északi oldalán. Nyugaton ellenben hozzátapadt az Apatalkan-, távolabb az Uru-hegység északi oldalához. De az Apatalkan-hegység összepréselt fillit-redőzetétől mégis elválasztja augitporfirrit-mandulakő keskeny kiömlése.

A Balgandi-szakasz a szárbulaki gáton végződik. Ugyanitt e gát déli oldalán kezdődik a Karabulak-szakasz, de úgyhogy a két szakasz 7 km-nyi darabon egymás mellé állt. Ez úgy értendő, hogy

hét km-nyi rés keletkezett a Merkecs-dag gátján, ami a két szakasz hegyszíri kapcsolatát könnyűvé tette. A rés teteje 3500 m. Ilyen magasak a krinoida-mészszirtjei ma. De a Kungej-Szárbulaknak nevezett hátság 3000 m-ig elborítja a szirtet a Csunkurcsak-jégár Burkhán-időbeli morénája. Egészen bizonyos, hogy amikor ezek a morénák ráterültek a Szárbulak-szirtre, utóbbiak alig látszottak ki belőlük. Az áttörés problémáját ez meg is oldja. Az olvadákvizek a résen legalább öt csorgót vájtak. A Koksál-folyó az öt csorgó közül a legnyugatibbat választotta, s azóta 2600 m-ig kimélyítette. A Koksál mellett még egy kisebb krinoida-mészszirt áll ki a kavicsból, az Arparar-tas. Még ez a kis szirt is pontosan a merkecsdagi csapásban 60 fokos északi dőlésű rétegeket mutat. A szárbulaki rés két oldalán kapupilléreként a mészkőfal 3500 m-es szirtjei állanak. A réstől északra a Kum-bel nevű 7—8 km szélességű morénahátság van. Ez magasan felnyúlik a rés szirtjeinek magassága fölé. Az ösvény, melyen jártam 3850 m-ig került fel, mert a morénaháton a tömérdek szikla, vizesfenék, tavacska miatt igen nehéz járni. Minthogy a moréna lenyúlik a Koksál szurdokáig, vastagságát 1500 m-nél kevesebbre alig tehetjük. A Balgandi-árkot tehát keleti végén színültig tölti még ma is a moréna. Ezzel szemben a Karabulak-árok tágas, üres pusztafenek. A morénák gyepét a kapcsagájon rögtön a pusztafű és aszálymező váltja fel.

A Karabulak-árok szerkezete egyszerűnek látszik. Északon a Merkecs-dag szirtjeinek hosszú sora. Közöttük kilépnek nagy jégárpatakok, a Kürküre, Merkecs, Karabel, és ismét egy Merkecs, valamint néhány kisebb. A szirtok mögött láthatók a fenyvesek és távolabb a hómezők. A szirtok alján vörös konglomerátum, kétségtelenül hanhai, észak felé dőlő vastag lépcsőkre mállott padjai, s azok felett a krinoidamészszirt szabályos, egyenes, megtörés és meghajlás nélküli észak felé dőlő rétegei. A szirtok előtt igen vastag, az árkot egész szélességében kitöltő szürke, durva, helyenkint meszeskötésű kavics, melybe terraszokat vésett a Koksál. Délen egyetlen jóra való patakot sem kap. Arra felé az Apatkan-hegység laposan terjengő aszói vannak. A folyó erősen ostromolja ezt a hegységet. Egy helyen a Korun-patak torkolatánál le is hasított belőle egy kis fillit-dombot.

Az ároksüllyedék *Balgandi-árka* a Szárbulak-kapcsagáj, illetve a mögötte levő Csunkurcsak-moréna és a Szulu-Szárbie nevű völgy között van. Hosszúsága 54 km. Ez az árok a térképen

csaknem szabályos, 10 km széles téglalapot mutat. Két vége egyenesen levágott. Alakja, természetesen belső kitöltésük különbségeitől eltekintve, a badeni Rajna-árokhoz hasonlítható. Sajátságosan a Koksál éppen úgy oldalt a sarokban csapolja meg keleti végén, mint a Rajna a magáét. A Balgandi-árok egész szélességében ki van töltve hanhai-rétegekkel, főleg vöröshomokkővel. A hanhai-rétegek tábláinak szerkezete, helyenkint 60 fokig emelkedő dőlésük, szabálytalan berogyottságuk kétségtelenné teszi, hogy az árok fiatalkorú. A hanhai-rétegek nem benne kitöltésként keletkeztek. A vöröshomokkő-táblák a peremi vetődéseken az idősebb kőzetek oldalához rétegeződésükkel nem simulnak, hanem száz méternyi vastagságban csaknem függőleges falakhoz támaszkodnak. A peremvetődések mentén semmivel sem durvább, kavicsosabb a vöröshomokkő, mint távolabb. Valami szabályszerűséget mutat ugyan az, hogy déli oldalának hosszában a táblák általában észak felé, északi oldalában dél felé dőlnek, de az Ojlama-völgyben közvetlenül az északi perem 60 fokos dőlésű táblái mellett egy nagy táblát találtam teljesen vízszintes helyzetben is. Ezekből azt következtetem, hogy *az egész hegyrendszeren tetőborításként keletkezett hanhai-rétegek nem az árokban halmozódtak fel, hanem a mélybe süllyedt árok által menekültek meg az elpusztulástól*, mely menthetetlenül bekövetkezett a környezetnek magasan maradt hegységein. Az a tény, hogy az árkot kitöltő vöröshomokkő teteje egyenletes, legyalultnak látszó, tehát nem rögös-táblás felszínű, későbbi munka eredménye.

A Balgandi-árkot keleten lezáró igen magas hegység az Üzüngegus-csoport legdélibb, még pedig úgy hiszem, meglehetősen különvált része. Feltehetően a Csunkurcsák és a nyugati Karabel-jégárak völgye ölelik körül. Legmagasabb csúcsai alig maradnak 5500 m-en alul, a 125. ábra 11-es Csunkurcsák-hegye bizonyosan van ilyen magas. E hegytömeg nyugati talpa gránit. A Csunkurcsák-jégár morénái is csupa gránit-törmelékéből valók. De a jelzett ábra is tanúsítja, hogy a csúcsok és gerincek javarésze pompásan rétegezett kőzetből, még pedig, ugyancsak a hordalék alapján ítélve, főképpen világosszürke felsőkarbon mészkőből van kifaragva. A Balgandi-árok északi vetődése tehát nem haladt távolabb keletre, illetve hegyrajzi hatása ennek észre nem vehető.

Az árok északkeleti sorából nyugat felé menet azt látjuk, hogy egészen a Balgandi-völgyig az árok mögött valóságos óriás-

hegység van. Még pedig közvetlenül az árok mellett. Ennek az óriáshegységnek déli talpa is gránit, még pedig porfiros biotitambiolgránit. A csoport legmagasabb csúcsai és gerincei réteges kőzetűek. Rétegeik mind egyközűeknek, Ék irányban igen meredeken dőlteknek látszanak. A Keng-szu nagy jégárja mögött ellenben valami sötét, agyagpalának feltűnő kőzetet is láttam, mely bizonyosan erősen gyűrt, függőlegesen álló. Ebből azt következtettem, hogy e hegycsoport déli fele gránit által áttört pala-redőzet, melyhez északkeleten karbonmész-kőből való, kevésbé meghajlított redőzet csatlakozik. Alapos tehát az a feltevésem, hogy a Bel-del-ív itt tovább követhető északnyugat felé.

A Balgandi-árok további északi szegélye a *Bozadir-hegység*. Ez 45 km hosszú összetöredezett mészkőtábla, mely éppen úgy a gránit-alaphegységen fekszik, mint a keleti hegyóriások szomszédos csoportja. A Bozadir mészkőtáblájának déli levetődése messze feltűnő sziklafal. Bármily mély réseket vágott oldalába a lekopás folyamata, a sziklafal egységét még mindig megőrizve, merészen áll a Balgandi-árok felett. Ez a sziklafal még az előbbieknél is érthetőbben beszél a Balgandi-árok koráról. Az kétségtelen, hogy e fal már állott akkor, mikor az Akszaj nagy jégárja lefolyt az árokba, de sokkal öregebb alig lehet. A Balgandi-árok még a jégkorszak után is süllyedt és ezt leginkább peremtörései mentén érezte meg.

A Balgandi-árok déli oldala más képű, mint az északi oldala. Délen az *Uru-hegység* a Bozadir-ral egyközűen a nagy ároksüllyedék másik oldala. A két főgerinc távolsága térképem szerint 28 km. Ez az ároksüllyedék teljes szélessége. Az Uru-hegység képen meglátszik, hogy teljesen mészkőből, még pedig alighanem egyenműen abból a szürke krinoidásmész-kőből épült fel, amit a Mercekdagtól az Üzüngesus-hegység északi oldaláig és a Bozadirtól a Kokkija-hegységig, természetesen messze ezeken túl is, mint a felsőkarbon előntés uralkodó kőzetét ismertem fel. Észak felé egyenletesen lejtő mészkőtábláinak meredek csipkés sziklafalakká kimart peremeit nagy távolságból lehet látni. Tönkfelszíne 10—20 fokkal kisebb esésben ül a rétegek lekopott tetején. Feltevésem szerint ez a nagy tönkfelszíni lejtő is el volt borítva hanhai-rétegekkel. Hiszen mögötte és az Üzüngesus-hegység mögött is általános ez a sok száz m vastagságú borítás. Az egyetemleges emelkedés által kiemelődött Uru-hegység erős lejtősödést kapván, ezáltal pusztulhatott le róla a vöröshomokkő. A nagy kiemelke-

dés alatt kaphatott a mészkőtábla ilyen hajlatot, ami, ha a Koksál-árok-süllyedéktől eltekintünk, egyetlen szinklinálist adott. Ezzel még egy adatot nyertünk az árok-süllyedés kormegállapításához. Ahhoz, hogy az *árok-süllyedés is a nagy epirogén emelkedés után* keletkezett. Minthogy a Balgandi-árok lehasítja az Uru-hegység északi szegélyét és a Koksál-árokban, tehát a hegyrajzi mélyvonalon a folyó által lehasított szirtek még mind az Uru tábláinak dőlését mutatják, a szinklinális fenékvonala közel volt a Bozadir lábához, ekként asszimmetrikus szinklinális volt. Nem messze van ettől a kirajzolástól az a feltevés sem, hogy voltaképpen nem is szinklinálissal van itt dolgunk, mint inkább egy, a Bozadir lábvonalán végigvonuló törésvonal felé való kétoldali ledőléssel. S ez annyiban valószínűbbnek is látszik, mert az Uru tönkfelszíne hosszában megtört. A mai sziklahavasok öve alatt szembetűnő hosszanti árok van, a Tiensánban nem az egyetlen eset, s ez az árok választja le az ép tönkfelszín övét az azóta szétzaggatott magas övtől, melyen a mai jeges csúcsok ülnek és amelyek között a nagy jégárak vájnak. Minthogy ez az elválasztó árokrendszer is végigszalad merev mértani egyenesen az egész Uru-hegységen, benne is törésvonalat lehet csak látnunk.

A Koksál-árok-süllyedés legfelső szakasza a Csicsar-bel, az orosz és kínai birodalmak kapuja. A csicsarbeli szakaszon fennakadt az árok-süllyedés fenéke, mert nem keletkezett benne olyan utólagos süllyedésű árok, mint az előbb leírt három szakasz. A Szulu-Szárbie haránttörése mögött az Uru-hegység mészkőtáblái elfoglalják az árok teknőjének déli nagyobb felét. De itt már vékonyak. Északi szélük a Bozadir alatt 3500 m magasságban van, s ez kiemelkedésnek számít, mert alattuk már a Szulu-Szárbietől kezdve minden árok és a legtöbb hegynyereg biotitgránit. A Koksál-folyó mélyen belevág a mészkőbe, 5—600 m mély sikátorokat vésett beléje. Valamennyi mellékpatakja is ilyen sikátorokban, nagyrészt beszakadt barlangok vakító fehér kavicspadlóján kanyarog. De észak felé nézve ezek a folyosók gránitfálnak ütköznek, melyről erős eséssel csobognak le a patakok. A csicsarbeli teknőben tehát az alaphegységre akadtam. Nagyon magasan van ez a Balgandi-árok fenéke felett. De ez az alaphegység, a biotitgránit tömegeitől csaknem elnyelt mészkőpala csillámos homokkőpala, valamint csillámos grafitos homokkő és fillit redőzete már nem a Bedel-ív csapásában mutatkozik, hanem az Újürmen-tau Dny.-Ék. csapásában.

Az Akszáj-fennsík és a Tarim-medence között igen széles hátság van. Erről a *Koktan-tau* néven egybefoglalt hátságról az irodalomban igen kevés szó van, holott Stoliczka révén a Tiensánt illető első megbízható adatok éppen innen származnak, a *Koktan-tau* déli szegélyzetéről. Igen szegényes hegyrajzi ismeretünk is, úgyhogy utazásomig ez a hegyvidék a Tiensán legkevésbé ismert területei közé tartozott. A *Koktan-tau* igen terjedelmes. Szélessége a *Csatirkul* és a kásgári előhegyek között 150 km, hosszúsága az *Apatalkan* déli völgye és az *Alaiku* felső medencéje között 280 km-re tehető.

Északi szelvényem a *Kokkija-tó* és az *Alaiku-medence* között légvonalban 165 km hosszú. Ez a szelvény a *Koktan-tau* két sarkát köti össze. E két sarok mindegyikén igen magas hegység van. Az egyik, a keleti, a más fejezetben ismertetett kettős *Uru-Kokkija* hegylánc, a másik a nyugati, a *Csatirkul* déli szomszédságában fehérlő *Kurpe-tau*. A két sarokbástya közötti 65 km széles hézagba az *Akszáj-fennsík* térszine nyúlik be a *Koktan-tau* területébe. Nincs is éles határ az *Akszáj* és a *Koktan-tau* között. A *Koksál-ároksüllyedékének* erős Ny-K törésvonalai kétségkívül tovább nyugatra is követhetők. Az *Üjürmen-tau* DNy-Ék gerinceit is Ny-K törésvonalak fűrészelték le, s ezek miatt állnak itt a gerincek kulissza-rendszerbe. A *Csatirkul* és az *Arpa-fennsík* között is csak dombok vannak. Ha tehát arra gondolunk, hogy a *Koksál-ároksüllyedék* irányváltozás és megtörés nélkül tovább terjedt nyugat felé egészen az *Arpa-fennsíkig*, aligha tévedünk. Csak az *ároksüllyedék* alakja más itt nyugaton. Azért más, mert a nagy *ároksüllyedékben* nem keletkeztek új, mélyen beszakadt külön árkok, mint a *Koksál* *Balgandi-*, *Karabulak-* és *Gyalancsi-árkai*. Ellenkezőleg, az eredeti *ároksüllyedék* itt épségben maradt, szinte mindvégig 3200 m körüli magasságban, s talán ilyen teknő lenne a keleti szárny is, ha az említett külön árkok nem süllyedtek volna beléje. A magasan maradt nyugati szárny fenekébe az *Akszáj* ugyan kimélyített egy árkot, mely ma mélyebb valamivel, az *Akszáj* és a *Csatirkul* közötti hátság elérheti a 3600 m-t is, de a *Csatirkul* szintje ismét 3200 m, s ugyanennyi az *Arpa-fennsík* is, ha nyugaton kicsorduló vizeinek 2900 m-ig érő vájatától eltekintünk.

Ez a hegyrajzi párvonalasság bélyeget nyom tovább délre a *Koktan-tau* hátságára is. Itt a *Kokkija-* és *Kurpe-hegységekéhez* hasonló sziklahavasok nincsenek. De a nagy hátság felszíne nem síma, hanem hosszú, egymással egyközű hegygerinceket elválasztó

széles teknők sorozata. Ebbe a sorozatba tartozik a széles Kurpe-tau északi szegélyét az Uru-hegységgel összekapcsoló *Kuldsabas* dombvonulat, mely beleolvad helyenkint az Akszáj-fennsíkba. A Koktan-tau északi oldaláról lefolyó patakok a *Kuldsabas* vonulatát több helyen áttörik. Még pedig irányuk megváltoztatása nélkül és ma már széles kapukon. Ezt teszi a Terekti, a Kizil-szu, és a Kokkija-hegyről lefolyó Szárbel. A kapuk lehetnek régiek is, de az is lehet, hogy az eljegesedés által keletkeztek a diluviumban, amikor nagy jégárok folytak az Akszáj felé. A *Kuldsabas* nyugati fele 4200 m körüli gránithegy. Gránit a keleti vége is, ahol a Kokkija-patak mély szurdoka töri ketté, a közepe ellenben alacsonyabb és darabokban lesüllyedt karbonmész-kő tábla, s ez alatt a palahegység redőzete van. Kemény szarukópalák ezek. Tetejük lenyírt, lekopott dombtető. A magas lapos mészkőből való asztalhegyek, a *Kuldsabas* főalakjai a rajtuk volt (nyilván felsőkarbon) mészkőtáblák maradványai. A rajtuk volt tönkfelszín óta azonban a *Kuldsabas* is töréses szerkezetű lett. Így lett, hogy az alaphegység előbbi redőzete mellé is került lesüllyedt mészkőtábla. Az alaphegység rétegeit kőzettani hasonlóság alapján *Musketov* középdevonjával azonosítom.

A *Kuldsabas* dombsor mögött délen valamivel alacsonyabb, széles, de különösen hosszú, *vörös medence* van. A Terekti-folyótól keletre 25 km távolságban nem láttam mást csak észak felé dőlő hanhai-vöröshomokkő, főleg azonban öregszerű meszes konglomerátum rétegeket. Nyugat felé, bár itt széles hézagot nem láttam, a hanhai-medence alighanem egészen a Kurpe-tau keleti lábáig ér. Ez pedig innen 35 km. A hanhai-rétegek déli széléit nemcsak a Kajnar és Csakmak-völgyekben láttam, hanem tovább még messze nyugatra is.

Ugyanúgy, ahogy a *Kuldsabas* hegyek-dombok sora, éppen úgy a mellette délen helyet foglalt vöröshomokkő-árok is az Uru és Kokkija kettős hegység, valamint a Kurpe-tau közötti lesüllyedt házagban van. A Kurpe-tau északi szegélyének kőzetanyaga és szerkezete nagy megegyezést mutat az Uru-tauéval, a Kurpe-tau déli szegélye pedig a Kokkija-hegységgel. A két szélső magashegység között alig van más lényeges különbség, mint az, hogy a Kurpe-tau egységes tábla maradt, a keleti magashegységet pedig egy hosszanti süllyedék a név szerint említett két hegyláncra bontotta szét. A hosszanti süllyedék az Uru és a Kokkija között a vöröshomokkő-árok keleti kiékelődésének következménye. De ez

a kiékelődés már magasan hagyta az alaphegység redőzetét. Itt 5600—5700 m magasságban vannak a dombtetők. A hanhai-rétegekkel borított süllyedék szélesebb, mint a Kurpe-tau és Kokkija-hegy déli lábait összekötő vonal által meghatározott terület. Mint az elébb említettem, a Kurpe-tau déli oldalánál, alája simulva tovább terjed nyugat felé, de keleten is elnyúlik ugyanígy a Kokkija-hegy alatt. Sajátságos az is, hogy az Akszaj-fennsík déli hanhai-árkából a keleti szakaszon az összes folyóvizek észak felé az Akszajba folynak, a nyugati szakaszon ellenben egyenesen délre a Tarim-medence felé.

A nagy hanhai-árokban a birodalmi határt ennél fogva a Kizilkur-hágón (3900 m ?) kellett megtalálnom. A Kizilkur-hágó által elválasztott keleti szárnyon egymástól elég távol eső feltárásokból az alaphegység redőzetének jelentékeny darabját tudtam kirajzolni. A Koktan-tau általam sejtett alaphegységének redőzete négy foltból rajzolódik ki, melyek között széles elfedett vagy ismeretlen hézagok vannak. Az első folt a Bozadir és Kokkija-hegyek között van. A Bozadir is, a Kokkija-hegy is, magasan fekvő hasíték az egyetemleges felsőkarbon mészkőtáblából. Közöttük valami 50 km hosszúságban olyan alacsonyabb tönkfelület van, mely eltűnik e két magashegység mészkőtáblái alá. A táblák ilyen széles hézagán tűnik elő a tönkfelszín hátságain és árkaiban egy kimondottan DNy-Ék redőzet-nyaláb, nyilván Keidel Bedel-ívének nyugaton szomszédos testvére. Ezt a nyalábot a térképeken gyakran szereplő *Csatirtas* nevű szikláról nevezem el.

Az Üjürmen-tau alaphegységének redőzetével egyközűen, 17—18 km széles vörösre málló biotitgránit tömzs által attól elválasztva az Akszajba folyó Kindi-patak torkolatánál, annak Karagyilga nevű mellékvölgyében, valamint a délen ezekkel szomszédos dombháton sötétszürke csillámos homokkőpalából való, Dny csapású rétegfejek vannak. Ez a redőzet be van préselve a gránitok közé, mert délkeleten hosszú, de csak 7—8 km széles gránitöv kíséri. Az Akszaj-folyó rézsut vágja át a redőzetet, éppen úgy a Kokkija-folyó is haránt hatol a déli gránitövbe, de 5 km ilyen szakasz után sikátorvölgye a gránitöv csapásába fordul a Koksál-szurdokok irányába. 20 km távolságban a homokkőpala-redőre nem akadtam, ott már minden gránit. De a déli gránitöv kíséretében délen a Kokkija-hegy felé ismét 7 km szélességben fekete csillámos homokkő-pala, szaruköves kovapala és vöröses fillites pala függőleges redőzete van, meglehetősen pon-

tosan az előbbieik csapásában. Nem hiszem, hogy ezeket a kőzeteket egyelőre máshová sorozhatnánk, mint a devonba.

A *Koktan-tau második alaphegysége* a Kokkija-hegytől dél-nyugatra van. A Kokkija-tótól 9 km távolságban a Karabelhágón (5800 m ?) fillitek és homokos agyagos mészpala, majd távolabb nyugatra a Tüzbel és a Karabodr árkaiban a fekete csillámos meszes homokkőpala, valamint itt is fillitek vannak feltárva. Sok km távolságban irányt tartó csapásban és csaknem mindenütt függőlegesen állanak ezek a palák. De az irány itt Ny-Ény, tehát éles szögben eltér a Csatirtas-ívtől. A *harmadik* folttal, a Terekti-nek a Kulsabason átvezető kapuja körülivel, az első, csatirtasi ív déli öve egyezik. A *negyedik* folt a Kizilkur-hágó alatt keleti irányban van a Karoldöbő-völgyig. Itt sötét mészpáteres mészkő, barna szaruköves mészkő és sárgás agyagpala van NyDny csapásban és függőleges, részben 70 fokon észak felé dőlő helyzetben. Ezek nyilván fiatalabbak, s talán a karbon legalsó szintjait képviselik. Ilyenféle rétegeket általában a productus-mészkő alatt szoktunk találni a Tiensánban. Ha e négy folthoz hozzávetjük *ötödikül* a Kurpe-tau északi szegélyének fekete agyagpaláit, melyek ugyancsak biotitgránit közé vannak préselve és kifejezetten Ny, a Kurpe-tau nyugati felén pedig határozottan DNy csapásúak, a megszokottnál kissé szabálytalanabb képet kapunk, a középkarbon gyűrődés tekintélyes irányváltásaival és kanyarulataival.

Az alaphegység redőzete bizonyosan lekopott tönkfelszínre egyszer, még a felsőkarbon elöntés előtt. A világosszürke, többnyire krinoidás mészkő szélesen elterülő táblái, azok egyneműsége, mely a kőzet megjelenésében mindig kifejezésre jut, ezt bizonyítják. A négy vagy öt alaphegységi folt környékén is vannak felsőkarbon asztalhegyek. Némelyik tábla olyan vastag, hogy tetején száz méternyi vastagságban fekszik a táblajég is. A felsőkarbontenger igen vastag üledéket hagyott hátra. A Kokkija-hegy rétegtömege legalább ezer m vastag.

Az asztalhegyek és felsőkarbon-táblák kérdése még teljesen megoldatlan. Az nem vitás, hogy itt is egyenletesen lerakta a felsőkarbon-tenger mélytengeri üledékeit, s azokból mindent elborító táblák lettek. Az megmagyarázatlan azonban, hogy mai táblahegyei miképpen nyerték helyzetüket és alakjukat. Honnan van az, hogy keskeny, hosszú szeletekben, leggyakrabban meredek sziklafalakban végződve valódi sasbércekként ülnek a Tiensán

tetején. Itt felmondja a szolgálatot az a feltevés, hogy régibb, keményebb, ellentállóbb anyagú rögök közé süllyedt darabok óvták meg a lepusztulástól, mert e fehér-szürke táblák éppen ellenkezőleg, a legerősebb pusztulás magas övében vannak. Nyilvánvalóan nem nagyon régóta. Az kétségtelen, hogy a Kokkija-hegy hatalmas táblája, rengeteg vastagságú, 60 fokon észak felé dőlő kagylóstörésű, sárgásfehér, vastag padokban mutatkozó felsőkarbon mészköve, melyet annyiszor láttam, hogy összetévesztem nehéz lenne, talpával be van süllyedve az alaphegység két, egymással egyközű vetődése közé. Déli oldalán a vetődésben és tovább, ráömölve az alaphegységre óriási augitporfirrit takaró van, valamint agglomerátos porfirittufa fedőrétegei. A 136. és 137. ábrák igyekeznek bemutatni, sajnos decemberi hótakaró által borítottan, a Kokkija-hegy mögötti porfirittal és tufaival borított egyenletes magasságú hegyvidéket.

Szemlélődésünket a Karabodr-hágótól nyugat felé folytatván, a Karabodr és Terekti között 19 km szélességű rés van az alaphegységben, melyet 3500—3700 m magasságban megszakítás nélkül hanhai-rétegek borítanak. Csupa vöröshomokkő, szinte egyenletesen 5—10 fokos északi dőlésben. Valamennyi völgy széles, terjengős. A könnyen elszikkadó víz csak a nagyobbakban tud árkot vésni, terraszt képezni, de egy terrasznál többet egyik se. Neve valamennyinek „vörös“ (Kizil-szu, Acsa-Kizil, Kuragak-Kizil). Csak a Kizil-szu völgyben látni északon két terraszt. Ez a folyó alámosott partok közé széles folyosót ásott. A folyosóban keskeny oszlopok, széles pillérek és várrom képű sziklák maradtak meg a kimosásból. Csupa vörös falmaradvány. Ebben az árokban jégárpatakat van. Decemberben gyér hólepel borította a vörös medencét, s az élet legcsekélyebb nyoma sem volt rajta. Egyetlen pusztai fű szála sem rezgett a jéggé fagyott vékony havon zizegve süvöltő szél alatt. Vizet a Kizil-szu jege alatt sem találtunk.

A Terekti és a Tojun között is a vöröshomokkő uralkodik a tájon. E két folyó mindegyikét hasonló magasságban (3500—3600 m) léptem át. Közöttük, a 42 km szélességű területen olyan felárkolt fennsík van, melynek a látásterületembe jutott legmagasabb tetői alig haladják túl a négyezres magasságot. Itt a hanhai-rétegek alatt bőven megtaláljuk már a karbonrétegeket, sőt egyes helyeken az alaphegységet is. A Terek-davan (4100 m) és Kipcsak-bel (3980 m) hágók felől egy ugyanilyen ma-

gasságú tompa gerinc húzódik észak felé. A gerincen ülő csúcsok magassága 4200—4300 m körül van, de ennek ellenére három évvel későbbi utamon meggyőződtem arról, hogy itt jégárak, sőt nagyobb csonthóftok sincsenek. Amennyire megítélhettem, az észak felé nyúló gerinc anyaga mészkő, még pedig gyűretlen tábla. Ilyen a Kizilkur-hágó gerince is. Fehér, márványszerű mészkő, ugyanolyan, mint a Kokkija, Üzüngesus és Borkoldáj hegységeké, 30 fokon ÉNy dőléssel, merev lapos táblákban széles hátságot épített itt fel. Tetején karsztos jelenségek vannak, s a lefolyó vizek kanyargó folyosókat véstek tábláiba. Nem vastag ez a mészkő. Alatta mindkét oldalon gyűrt alaphegység van. A mészkőtábla ennek lenyírt tetejére települt.

A Kizilkur kínai oldalán a mészkő tetején rozsdavörös konglomerátum foszlányai fekszenek. Itt a nyugati irányban leereszkedő Kaska-völgy a mészkőtáblák lejtését követi. De a mészkő rétegei közé melafirmandulakő lepények vannak közbeágyazva.

3600 m magasság körül a hanhai-rétegek már elfednek mindent. Csak a Kaska-szu egyik rövid sikátorában van diabáz feltárva. Ez terjedelmes olivin-diabáz takaró foszlánya. A völgyek által széttépett diabáz-takaró kisebb-nagyobb maradványait délnyugati irányban több, mint 40 km távolságban tudtam feltalálni. A felsőkarbon-tenger üledékeiben jelentek meg tehát a melafirkiömlések, míg a diabáz takaró már annak kavicsos parti üledékeire borult rá. De a Kajnar-völgynek a Kaskával szemben levő Koktajpan nevű mellékvölgyében még mindig felszínre került egy mészkőrög, s ebben háromszor váltakozik olivindiabáz betelepülés vékony mészkőrétegek között. (140. ábra). Ezen a vidéken a kemény diabáz-lemezek védelme alatt egész sereg asztalhegy tarkítja a tájat. De ilyen alakú hegyek vannak a hanhai-vöröshomokkőből is kivésve.

Az Akszaj-fennsík a Koktan-tau tetejének nevezhető, mert innen alig észrevehető emelkedés árán juthatunk a Koktan-tau főgerincére, a Terektin-tau-ra. Az 50 km hosszú *Terekti-völgy* esése az Akszajig mindössze 500 m. A hanhai-rétegek vöröshomokkőve a Terekti-völgyben mindössze 3600 m magasságig maradt meg, azontúl hiányzik, lepusztult. Innen, vagyis a Bokazindi-től egészen a Maidan-dag-ig, vagyis a Tarim-medence sivatagjának széléig 45 km szélességben voltaképen egyetlen hatalmas mészkőtábla a Koktan-tau. Ez az egész karbon-tábla a Tiensán belseje felé dől, a Tarim-medence felől. A tábla csapásirányában azonban összesen hat rétegzavar-vonal van. Példaszerű flexurák ezek a

velük kapcsolatos mellék gyűrődésekkel. A nagy magasságra a Tarim-medence felől felemelt és dőltté tett tábla a Tarim-medence besüllyedése következtében lépcsősen visszatöredezett, illetve hajlott a süllyedő medence felé. Ez tehát lényegében hat egymással egyközű vetődésvonal, melyek között több km-nyi szélességben, helyenkint 5–6 km völgyvonalon a táblák mit sem látszanak tudni a vetődésekről.

A hatodik vetődés a leghatásosabb. Itt lapályos kavicssivatagra 2400 m-en lép ki a Kipszak-hágóról jövő patak. Azaz kilépne ha tudna, mert az első száz méteren már elnyeli vizét a kavics. Az előhegyek már nyakig ülnek a kavicsban, tovább pedig csak egyes sziklák emelkednek ki a sivatagból, de még azok is rendet tartva laposan dőlnek észak felé, s e mészkősziklák is még a nagy táblához tartoznak, abból valók.

A Koktan-tau északnyugati sarkában, a Kurpe-tau délre néző hatalmas sziklafala előtt van a *Kinkaren-hegy* és mellette a *Sztancsarek* sasbérce, közöttük pedig a *Toragart-medence*. Terjedelmes diabáz-takaró roppant itt be az angara-rétegek föléje rakódása után, de talán még ennél is későbbben, a hanhai-rétegek képződésének korában. Azért mondom ezt ilyen feltételesén, mert a Toragart-medencét hanhai-rétegek megtöltötték, de angara-rétegeket csak körülötte a hegyeken láttam, a hanhai-rétegek alatt ellenben nem. A medence fenekén a hanhai-nál idősebb kőzetek közül csupán egy porfiros kőzetből való parányi gúla van feltárva, mely a medence töltelékjének kihordás által a diluviumban került ismét levegőre.

A *Toragart-medence* a toragarti kínai őrállomás (3600 m) alatt kezdődik. Innen a Bozsuk-hágóig, a Karmateke-hágóig lehet követni egy szintet, ami kavicsos homok vízszintes lerakódásaiból adódik. Ez az igazi Toragart-medence. A kétségkívül diluviális tó szélessége 15, hossza talán 25 km lehetett, s a Kurpe-tau másik oldalán levő Csatirkulnak terjedelemben nagyobb párja volt. A toragarti tómedence közvetlenül a hanhai-rétegek területébe van ágyazva. A tavi feltöltés főtömege a széleken több száz méternél, de a medence belül üresnek mondható. A közepén a fenékből emelkedik ki a Tojun-tübe kis porfir-gúla csoportja. Mellette egy száz m-es domb tarka vörös homokkőből épült fel, s ez zöldes agyagos rétegekkel váltakozik. Nyilván ezeket gondolta Stoliczka a tarkahomokkő képviselőinek (Bundsandstein), triász-korúaknak. Ilyen rétegek azonban sok helyen vannak a hanhai-csoportban is. Stoliczka bazaltjai pedig nyilván azonosak az én olivindibázaimmal, melyek minden valószínűség szerint karbon-végi ki-

törésekből kerültek ki. Az említett vörös domb rétegei valóságos kupolát mutatnak. (142. ábra).

Ettől a tómedencétől délre van a *Kinkaren*-hegy. Széles, lapos, hullámvonalas tetejű hátság ez, csak elég meredek oldalai tagoltabbak. Keleti oldalán mindvégig sötét olivindiabázból van, északi oldalán vörös hanhai foltok kísérik a tómedencének 3600 m-ig érő vízszintes kavicsstelepeit, nyugati oldalán és a tetején a hanhai-rétegek alatt levő és ezeknél sokkal inkább megmozgatott, szürke palás homokkő van.

A *Kinkaren*-hegyen mintegy 6 km szélességű melafir-tömeg tetején úgy a *Kinkaren*-árokban (146. ábra), mint a vele szomszédos nyugati árokban (147. ábra) vöröshomokkő, de az árkok kavicsaiból ítélve valószínűbben durva vörös hanhai-konglomerátum fekszik igen nagy vastagságban. A melafir kétségtelenül az angara-rétegeket törí át, a vörös konglomerátumban pedig fekete kavicsai vannak már. Így a melafir-kitörés bizonyosan későbbi, mint az olivindiabáz. A *Kinkaren* és nyugati szomszédja között az angara-homokkőnek 60 fokon nyugatra dőlő rétegei közé települve találtam egy 200 m vastagságú melafir-telepet annak bizonyosságául, hogy a melafir itt az angara-rétegek sorozatába tartozó vulkános jelenség. Egy helyen a melafirban is találtam 2 m-es tufás homokkőpadot, s ez alig különbözik a többi meszeshomokkőtől.

Hozzá kell itt tennem, hogy a homokköveknek az angarcsoportba sorolása kizárólag arra van alapítva, hogy a felsőkarbon mészkövet, amely rendszerint maga is gyűretlen, mégis települési szögeltéréssel borítják, a kifejezetten szárazföldi képződésű hanhai-rétegek pedig még inkább elválnak tőlük a település módjában.

A *Kizilkur*-temető és a *Tojun*-tübe között csak vulkános eredetű kőzetek vannak, illetve olyan homokkőpadok, melyek a lávákkal váltakoznak. A *Szujok*-völgyi melafir ráömlött a *tojuni* olivindiabázra. Az előbbi kőzet, amely szabályos településű vörös a fehér homokpadokkal váltakozik (valamennyi észak felé dől itt), nyilván azonos *Stoliczka* doleritos trapp-jával. Én csak melafirt, majd a *Tojun*-völgyben olivindiabázt leltem az említett homokkövek és tufarétegeken kívül. *Rajzaimon* megjelöltem a melafir-hegyeket. A többi hegy a 149., 150. és 151. ábrán mind olivindiabázból valónak látszik. Természetesen az ábrákra került háttéri hegyeken kívül. A 148. ábrán a háttérbe rajzolt nagy sziklahavasra külön is felhívom a figyelmet. Ez alakjánál fogva típusos felsőkarbon, vízszintes táblás mészkőhegynek látszik. A

vastag rétegpados okozta sziklasávyok messze láthatók, kiemelkedvén a téli hóból. Május közepe itt még koratavas. Még a Tojun kavicsán is félórát tiportuk a havat. Stoliczka a Kizilkur-temető alatt mészkőszurdokot talált. Ez a szurdok függőlegesre gyúrt sötét palákban, homokkőpalákban és fekete agyagos mészkőben van. Ehhez hozzá tehetem, hogy Stoliczka helyesen tartotta e szurdok kőzeteit paleozóiaknak, ha ezeket felsőkarbon mészkő táblái fedik be. Az én megfigyeléseimre különösen az vonatkozik, hogy a tojuni eruptívus terület a Kizilkur-temetőig terjedt, mert ott már ismét a Koktan-tau szabályos mészkőgerincei és palagerincei következnek.

A Tojun-tübe alatt két feltűnően szabályos kör-alakú medencét szel át a Tojun, melyek mai alakjukban feltűnően emlékeztetnek a rajnavidéki maar-okra, azzal a különbséggel, hogy a fenék itt nem tó, hanem a legkietlenebb kavicszivatarag. A figyelmet hívhatom fel arra, hogy három kilométernyire a Tojun-tübetől délre egy kerek, 7,5 km átmérőjű medencébe léphetünk be. Ezt a medencét olyan hegygyűrű keretezi be, ami feltűnően calderát beszegő hegyfalak alakját mutatja. Közvetlenül ehhez délen csatlakozva egy második, valamivel kisebb ilyen kerek medence van.

A *Sztancsarek*-hegységben a felsőkarbonként ismert világoszürke vastagpados mészkő szirtjei magaslanak ki a vulkános tömegből. A hegyszerkezetben itt az É-D vetődés uralkodó, s ha a Szujok-völgy Ény—Dk vetődés át is terjed ide, nem bontja meg a szerkezeti összefüggést lényegesen. Ezt a 148. ábrán is látni lehet. Ellenben az Ejrán-szu és a Szaszek közötti szakasz olyan vetődésben van, melytől délre a felsőkarbon mészkő rögeiből való magas hegyek emelkednek. Keletről tekintve hatalmas hegy benyomását kelti a *Sztancsarek*-hegy. (149. ábra)) Nemcsak a hegy alakja és színe, a patakok kavicsa, hanem néhány kisebb rög a Szujok-völgy déli oldalán is elárulja kőzetét. A nagy vetődésben a mészkőrögök biotitaugit-kerzantit és olivinkerzantit takaróban ülnek, csak a völgy szélén, a vetődésben vannak egyes angarahomokkő táblák, melyeket a Szujok elszakított a Kinkaren-hegytől. A *Sztancsarek*-hegy magasságát 4200 m-re becsülöm. Mögötte a Dsérüj-fennsík széles hátsága van, még pedig annak egy olyan része, mely csak kevéssel alacsonyabb a *Sztancsarek*nél. Ez a fennsík, amely nyugaton a *Sztancsarek*hez támaszkodik, érintetlenül vízszintes angarahomokkővel van fedve. A homokkő alatt a biotitaugit-kerzantit tömeg van.

Az egész Szujok-völgy az angara-csoportba sorozandó sötét-

szürke meszes homokkőpala erősen préselt övezetében van. Az nem kétséges, hogy a Kurpe-tau, éppenúgy mint a Sztancsarek ugyanazon felsőkarbon mészkőtábla maradványa. A Dsérüjhátság és az Úruk-száj felé levezető völgyeinek fekete agyagpaláiban sem lehet kétség, hogy azok prekarbon, valószínűleg devonpalák. A Szujok-völgy meszes homokkőpaláinak megítélésében azonban meglehetősen ingékony feltevésekre vagyunk utalva. A Dsérüj fekete agyagpaláiban sötétszürke kvarchomokkőpalák is vannak. Nincs más bizonyítékom ezeknek a devon kvarchomokkőpaláknak és az angara homokkőnek, amely igen gyakran erősen palás, megkülönböztetésre, mint utóbbiak erős messzessége, csekély préseltsége és előfordulásuk módja. A Dsérüjtől délre, az Úruk-szainak Tasü és Esengeldi nevű völgyei között az agyagpala és kvarchomokkőpala redőzete csaknem É-D csapású, de ez a csapás látható messze délre is az Úruk-szai melléki hegyeken. Feltűnő ellentétben van ezekkel a palákkal az a zöldesszürke meszes homokkő, mely ugyan maga is igen leveles, csaknem palás. Ez ugyanis csekély északi dőléssel, csapásban is, dőlésben is derékszögben fekszik az előbbi függőlegesre állított redőzeten. Azt pedig, hogy itt csakugyan angara-homokkővel van dolgunk, kétségtelenné teszi a rajta következő, vele egyközűen fekvő és csak a hanhai-csoportba sorozható vöröshomokkő. Utóbbinak szétmart tábláiból való sziklák messze láthatóan vöröslenek 4000 m magasságban a Dsérüj tetején. (152. ábra).

A Szujok-völgyben homokkőpalákat és a devon kvarchomokkő paláktól, de főképen ugyancsak a fekete agyagpala társaságában többször talált csillámos meszes homokkőtől nehezen megkülönböztethető vékony réteges zöldesszürke homokköveket a Kinkaren-hegytől a Szujok-hágóig 60 km hosszú megszakítás nélküli övezetben és 10—12 km szélességben találtam. Ezek a homokkövek itt azonban távolról sem fekszenek olyan nyugodtan, mint a Dsérüj négyezres magasságában. Ellenkezőleg a Szujok-völgy tengelyének csapásában erősen összenyomott redőkben gyakran függőleges helyzetbe kerültek. (153. ábra). A Szujok-völgy 60 km-es öve az Akszaj-fennsíki déli árkosvetődés folytatása. *Ebbe az árokszakaszba bevetődtek és beszakadtak az angarapalák.* Az árokszakaszba berakódtak a hanhai vörös konglomerátumok is, bár nyomaik ma csak az alsó, Szártas-völgyig terjedő szakaszon mutatkoztak.

A Dsérüj-hegység magja az Úruk-szái és Temirgen (az Üctas mellékvölgye) közén van. A Gytim-bel tájékán kvarchomokkő,

délebbre 12—14 km-rel a Temirgen völgyben fekete fémesfényű házfedélnek való agyagpala és vékonyleves fehér-fekete színben váltakozó mészkőpala Ny—Ény irányban erős gyűrődésben csap. Utóbbi kőzetet általában az alsókarbon csoportban találtam, amint hogy az agyagpala is idősebb kőzet ennél. A Temirgentől keletre az idős palacsoport redőzetének iránya ellenben É-D, s ezt megtartja az Üruk-szái hosszában is. A Musketov-féle paleozói redőzet térképét tehát itt kiegészíthetem azzal, hogy a Dsérüj-hegységben a csapásgörbe északnyugatról lehajlik egyenesen déli irányba.

A paleozói alaphegységet a *Dsérüj*-hegységben vastagon borítják angara-rétegek. Két évi utazásomon itt találtam legterjedelmesebb tábláikat. De feltűnő, hogy a túlnyomóan szenes homokos agyagpaláik és meszes homokkövek közvetlenül az alsókarbon és ennél idősebb palák rétegfejeire települtek, s az egyebütt hatalmas terjedelmű és vastagságú előntésbeli felsőkarbon mészkő itt egészen hiányzik. Még pedig a Kurpe-tau és Sztancsarek közvetlen szomszédságában. Az angara rétegek közé sorozott palák nemcsak a Szujok-völgyben torlódtak és gyűrődtek össze, hanem távolabb nyugatra is. A Koksálból idáig követhető ároksüllyedék még további folytatást mutat, amit megerősít az is, hogy az árok nyugati irányban is vörös hanhai-medencébe torlik. (Csicsirganak-medence). Sőt a koksálbéli szerkezet is megismétlődve látszik itt, vagyis az, hogy a Keleti-Szujok árok és a Nyugati-Szujok Kogart-árka is kulissza módján kapcsolódik egymáshoz. Keletről nyugatra erős kifejezést nyertek távolabb Fergana felé is a szerkezeti vonalak. Erős vonalú hegygerincek és hegyperemek, nagy és hosszú völgyek mutatnak utat nyugat felé, ellenben észak és dél között minden hegyrajzi vonal utat gátol. A szujoki Kogart-völgyben az angara-rétegek gyűrődésének mértékét mutatja 155. ábránk. A 156. ábra ellenben az ugyan ebbe a csoportba tartozó rétegeknek gyűretlen tábláit szemlélteti. A Dsérüj-Csicsirganak szelvényén a Dsérüj négyezres fennsíkján vörös hanhai-homokkő fekszik a gyűretlen angara-táblán, s alul csillámos kvarchomokkő függőleges rétegei. A Temirgen-völgy 5500 m-es pontjától kezdve a Tüzasu völgy 2600 m-es pontjáig, csaknem 50 km szélességben fekszik az angara csillámos, szenes, meszes homokkőtáblája. Lépcsősen letöredezik ez a Csicsirganak-medencébe, s a medence szegélyén a vetődések közein ismét megjelentek az erős réteghajlatok, helyenkint pompás gyűrődések is.

A Dsérüj-fennsíkről egyenesen déli irányba a Csigacsakkaraulig 40 km hosszú egyenes völgy vezet. Szinte egyhangú ez a

hosszú völgy nemcsak hegyeinek egyformasága, de kőzeteinek és hegyszerkezetének változatlansága miatt is. Én legalább nem láttam mást a mindvégig kopár hegyoldalakon, mint egymással váltakozó csillámos homokkőpalát és fekete agyagpalát, a devon unalmas kőzeteit, valamint a völgyfenék mentén annak csapásában levő rétegeket egyszer nyugati, másszor keleti, de mindvégig legalább 70 fokos dőlésben. Nyugat felé azonban az összes mellék-völgyekben nyugodtabban fekvő (angara ?) rétegek vannak, leggyakrabban déli 30—40 fokos dőléssel. 3440 m-en, a Dsériüjtől 14 km távolságban van a Sorólu-völgy, mely nyugatról jön. Itt hajlik meg a paleozói redő tengelye délkelet felé. A csapás a bővízű Akpas-aju táján már 320, a Csigacsak karaul közelében pedig 290 fok. A völgy ezzel lépést tartva kitágul, sőt helyenkint medence-szerű tágulatokká növekedik.

DER HOHE-TIENSCHAN

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit enthält Beobachtungen, die ich in den Jahren 1906 und 1908 gesammelt habe. Seit dem letzten Bericht aus den Jahren 1917 (Beiträge zur Glaziologie Zentralasiens) und 1922 (Bolor-tag; Földr. Közl.) wurde über meine Reiseergebnisse nichts veröffentlicht. Obwohl die hier mitgeteilten Beobachtungen und die gebrachten Zeichnungen, — wie notdürftig sie auch sein mögen —, schon lange fertiggestellt waren, hatte ich in dieser Zeit wenig Lust, mich mit anderen Dingen zu befassen, außer dem Boden, Land und Volk meines unglücklichen Vaterlandes.

Es soll nicht Zufall sein, daß diese Arbeit vom ersten Hoffnungsstrahl einer besseren Zukunft aus der Vergessenheit erweckt wurde. Traurig ist es allerdings daß diese Beobachtungen, mögen sie auch noch so sehr den Tatsachen entsprechen, in den bisher vergangenen 50 Jahren nichts gelitten haben. Allerdings sind sie auch nicht überholt worden.

1. Der Kuldschaer Nanschan.

Am Südrand des Ili-Beckens erhebt sich abgesondert zwischen den aus dem Tienschan-Gebirgssystem austretenden Tälern Tekes und Kegen das südliche Gebirge von Kuldscha, der Nanschan. Die Entfernung der beiden Taleingänge beträgt ungefähr 500 km. Der Nordrand des Nanschan wird durch die Randbruchlinien des Ili-Beckens gebildet und verläuft als ein fast gerader, ununterbrochener Berghang. Dieser Hang wird durch einen ebenfalls geradlinig, parallel hiezu verlaufenden, durchwegs als Wasserscheide fungierenden Gebirgskamm gekrönt. Ganz abweichend von diesem Bild sieht die Südseite des Nanschan aus. Der Nanschan wird vom Tienschan durch einen breiten tektonischen Graben getrennt, dessen ganze Sohle von der Steppe eingenommen wird.

Das Bruchliniensystem dieses Tekes-Grabens besteht aus einem wirren Netz von Bruchlinien. Ebenso besitzt er keinen durchlaufenden geraden Rand, sondern ist mit dreieckigen Buchten in der Nanschan eingeschnitten. Sozusagen als Spiegelbilder dieser Einbuchtungen keilen sich abgetrennte kleinere Gebirge in den Rand des Grabensystems aus. Im Meridian von Narynkol ist der Nanschan 75 km breit und wird von hier an gegen die beiden früher erwähnten Taleingänge zu, immer schmaler. Etwas östlich des Meridians von Narynkol wird die ganze Breite des Nanschan von einem hochplateauartigen Gebirgsmassiv eingenommen, dem Kaschan-Plateau. Dieses bildet den Rumpf des Kuldschaer Nanschan und bewahrt das urtümliche, sagen wir paläogene Angesicht des Nanschan. Aus dieser Hochebene geht gegen Osten und Westen der nördliche, wasserscheidende Gebirgskamm aus. Der östliche heißt Ischkilik-Tau, der westliche Temurlik-Tau. Das westliche, verflachende Ende des Temurlik-Tau wird Kuuluk-Tau genannt. Auf der Übersichtskarte vom Jahre 1904, sowie auf der im Maßstabe 1 : 500.000 gezeichneten Karte dieses Gebietes von MERZBACHER (1928) ist dieses westliche Ende des Temurlik-Tau als Ketmen-Tau bezeichnet. Dieser Name ist zur Bezeichnung dieses Gebietes nicht geeignet, nachdem sich die Ketmen-Pässe im nordwestlichen Eck des Kaschanplateaus befinden,

andererseits eine derartige Abgrenzung tektonisch nicht begründet ist, nachdem das Gebirge in diesem Abschnitt ganz zusammengedrängt und einheitlich ist.

An die südwestliche Ecke des Kaschanplateaus lehnt sich noch eine andere Gebirgsgruppe, die einen südwestlich streichenden Zug bildend, eine orographische Verbindung mit dem Hohen Tienschan herstellt. Baschoglü-Tau, Dschitürdschal-Tau, auf der Karte MERZBACHERS heißt dieser Flügel Kara-Tau. Ich nenne den ganzen Flügel von Karkara bis Sümbe Baschoglü-Tau, den vom Baschoglü-Paß bis zum Karakara verlaufenden Abschnitt Ulabaschi, den vom Baschoglü-Paß bis zum Kaschan-Plateau verlaufenden Abschnitt jedoch Dschitürdschal-Tau. In orographischem Sinne bildet der Baschoglü-Paß eine Grenze des Nanschan. Die schmale Kehle dieses niedrigen (2120 m) Passes verbindet das Nanschan mit dem Rumpf des Tienschan.

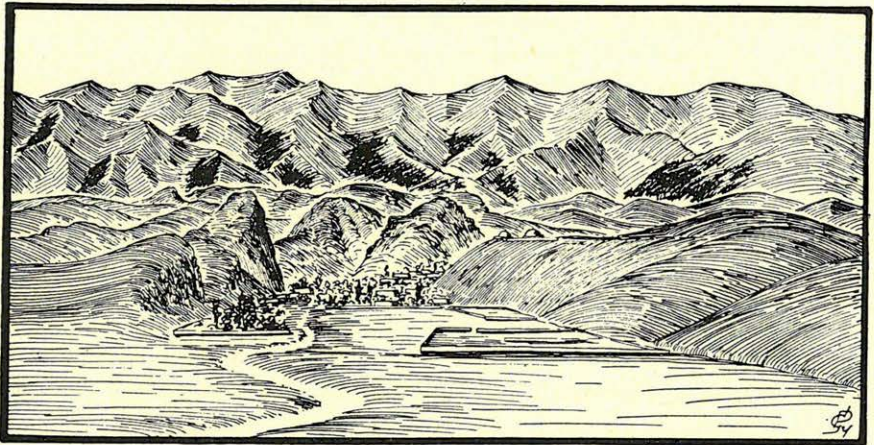


Abb. 1. Das Tarandschi-Dorf Schunkar am nördlichen Fuß des Kuldschaer Nan-Schan Gebirges. Dicht beim Dorf schroffe Dioritfelsen, die durch Denudation bloßgelegt sind und zu der Zone der Porphyre und Porphyrituffe gehören, die bis zur Waldgrenze reicht. Im Vordergrund die eingeebnete Oberfläche des Ili-Beckens mit hohen lakustren Terrassen oder Grundresten. (Eine rechts oberhalb des Dorfes mit Mausoleen). Im Hintergrunde der Kamm des Temurlik Tau (Granit) am First mit transgressiven, fast horizontalen Karbonkalktafelresten. Die drei Zonen: vorne die eingeebneten Flächen des Tieflandes, in der Mitte das Hügelland der eruptiven Zone, im Hintergrunde die Granitscholle des Massivs, sind scharf abgegrenzt.

Die verhältnismäßig schmale Kette des Nanschan erhebt sich ziemlich schroff aus seiner ebenen Umgebung und erweckt deshalb landschaftlich den Eindruck eines Hochgebirges. Trotzdem

ist seine vertikale Gliederung als gering zu bezeichnen. Aus großer Entfernung erscheint es als ein einheitlich hohes Massiv, aus dem sich nur selten unterscheidbare Bergspitzen erheben. Solche sind der Aulietasch im Quellgebiet des Khonohai-Flusses und ein anderer Kalksteinkegel in der Umgebung des Ursprunges des Tschalkodü-Flusses, die ich indessen bloß aus dem Ili-Becken beobachtet habe. (Siehe: Mitt. Geogr. Ges. Wien. 1910. Taf. IV. Fig. 2.) Nach meiner Schätzung erheben sie sich nicht über 3600 m. Die das Temurlik-Tau und das Kaschan-Plateau umgebenden Bergrücken dürften alle um 5000—5500 m hoch sein, während das Hochplateau selbst ungefähr 2700 m hoch liegt. Dieses Plateau behält seine Höhe noch auf eine Entfernung von 100 km gleichmäßig bei. Die Flüsse der Hochebene fließen in tiefen engen Gräben. Der größte unter ihnen ist der Kaschan, der Hauptfluß der Hochebene. Dem folgen der Tschalkodü und der Sümbe die gegen Westen fließen. In den übrigen Tälern des Nanschan befinden sich bloß kleinere Hangbäche.

Das Baumaterial des Gebirges ist noch sehr wenig bekannt.

Der mittlere Abschnitt des Nanschan besteht zwischen den Meridianen der Täler Dardampe und Khonohai aus einer einzigen mächtigen Granitplatte, anscheinend aus dem gleichen blaßrötlichen Biotitgranit, den LEUCHS im Dschidschental in einer Breite von 5 km vorgefunden hat. Im Südtor des Kaschan und von da bis 10 km gegen Osten ist der Rand der Hochebene aus dem gleichen, mit Granitaplitgängen durchbrochenen Material aufgebaut, dessen Zusammenhang mit dem Granitgürtel von Dschidschen zweifellos feststeht. Von dem östlich des Taleinganges des Kaschantales gelegenen 2710 m hohen Aussichtspunkt (1. Taf. IV. Fig. 1.) konnte ich den ununterbrochenen Verlauf des Granitmassives gegen Norden beobachten. Seinen Nordrand fand ich im Bödötü-Tal, so daß die Breite des Granitgürtels hier rund 30 km beträgt.

Die Entfernung des Kaschan-Taleinganges vom Sümbe-Tal beträgt 38 km. Diese Strecke legte ich am Fuß des Gebirges zurück. An der Sohle der aus dem Gebirge austretenden Gräben fand ich nichts anderes, als bloß Schutt und Geröll des eben erwähnten Granites. Bei Umgehung des gleichen Gebirges nach Norden im Sümbe-Tal machte ich die gleichen Beobachtungen. Entlang dieses Meridianes kenne ich das Granitmassiv bis zum Hauptkamm, darüber hinaus wanderte LEUCHS durch den Ketmen-Paß bis in die Gegend, die wieder von meiner Route gekreuzt wurde. Den nördlichen Punkt des Biotitgranites mit großen roten

Orthoklasen habe ich 3 km südwestlich des Dorfes Ketmen am Gipfel eines 1500 m hohen Hügels gefunden. Doch fand ich ihn auch in Gestalt von charakteristischen wollsackartig abgesonderten Felsen 15 km östlich von hier, am Bergrücken namens Krdschol. Der Abstand des nördlichen vom südlichen Granitrand beträgt hier rund 60 km.

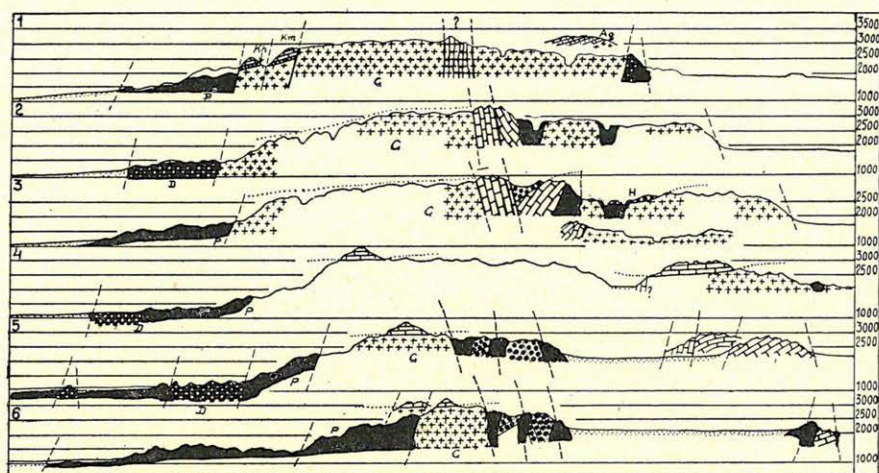


Abb. 2. Sechs Profile des mittleren Teiles des Kuldschaer Nanschan. (Die Lage der Profile ist auf der Abb. 5. zu ersehen); G = Biotitgranit, D = Granodiorit, Diorit, Kh = unterkarbon.-Quarzsandstein, Km = Karbonkalkstein, P = Porphyry, Porphyrit, H = Hanhai-Konglomerat.

Beim Verlassen des Westrandes des Kaschanplateaus verschwindet der Granitrücken bis auf einen höchstens 6 km breiten Streifen, der sich weiter gegen Westen im Hauptkamm des Temurlik-Tau fortsetzt, von der Oberfläche. Die gebirgsaufbauende Rolle des Granites ist hier also die gleiche wie im Osten, im Dschidschen-Tal, bloß ist das Ergebnis ein anderes. Doch wird das Vorhandensein von größeren Mengen in der Tiefe durch die ausgedehnten Granodioritausbisse in der Umgebung des Dorfes Schunkar im Norden verraten. Noch in einer Entfernung von 7 km von der Grenze des Temurlik-Tau und des Ili-Beckens erheben sich aus der Löß- und Schotterebene zwei Dioritkegel nebeneinander. (1. Taf. IV. Fig. 1. im Vordergrund). Sie bilden den Beweis dafür, daß das Granitmassiv unter der wahrscheinlich mehrere hundert Meter mächtigen Beckenausfüllung des Ili-Bekens vorhanden ist, wie es sich auch gegen Südwesten weithin ausdehnt, wie ich dies noch im Verlaufe dieser Studie beweisen werde. Die ungefähr 3000 m hohe Granitplatte des Kaschan-

plateaus ist also eine ansehnliche Scholle eines sehr umfangreichen Massivs.

Die Granitplatte des Kaschanplateaus wird durch Gänge ausbrechenden Gesteines häufig durchbrochen. Sehr häufig sind Granitaplit (No. 97.), Granodiorit (No. 159), Diorit (No. 98 u. 160), Quarzporphyr (No. 156, 158 u. 161) sowie Porphyrit (No. 99), die in großer Mächtigkeit, ganze Berggürtel bildend vorkommen. LEUCHS fand im Ketmenprofil auch Diabasgänge. Von den angeführten Gesteinen waren Granitaplit, Granodiorit, Diorit und Diabas nur im Granit zu finden, so daß engere morphologische Zusammenhänge mit dem Massiv anzunehmen sind. Ich fand in den jüngeren Gesteinen keine Spur der erwähnten Gänge, weshalb sie gegenüber dem Quarzporphyr und Porphyrit möglicherweise eine ältere Gruppe der Eruptivgesteine bilden.

Neben dem Dardampe-Paß liegen in einer Höhe von 3150—3200 m unmittelbar auf dem Granit Überreste einer horizontalen, aus Kalksteinbänken aufgebauten Platte. Der Kalkstein ist lichtgrau, kalkspataderig und besitzt Transgressionscharakter. Südlich des genannten Passes liegt am Hang, in einer Höhe von 2740 m in der Richtung des Passes mit 10 Grad gegen Norden einfallendes Granitkonglomerat, in einer ungefähren Breite von 2 km. Weiter gegen Süden zeigt dieses Konglomerat einen plötzlichen Fall von 80 Grad gegen Süden. Zuerst schloß ich aus seiner tektonischen Lage auf eine Bildung, die älter als die Kalksteinplatten des Dardampepasses ist. Erst bei der Untersuchung des Materiales in der Heimat entdeckte ich im Konglomerat neben dem porphyrischen Material kleine Kalkeinschlüsse. Der Dardampe-Kalkstein stellt hingegen das Hauptbaumaterial des Dschitürdschal-Tau dar. Es bildet hier eine mindestens 500 m mächtige Schichtenserie. Sein Liegendes wird, ebenso wie am Dardampe-Paß, vom Granit gebildet. Am Nordflügel, auf der gegen das Tschalkodü-Tal gelegenen Seite stehen die Kalksteinplatten senkrecht, wobei auch aus der Entfernung faltungartige Wellen sichtbar sind. Weiter gegen Süden liegen sie schon ruhiger, plattenartiger mit einem Fall von 40, dann 20 Grad Nord. Von Süden, aus dem Tekesbecken hat es den Anschein, als ob die Hauptmasse ein nahezu horizontal liegendes, auch heute noch sehr hohes, (an die 5000 m) Tafelgebirge bilden würde. (Siehe 1. Seite 162. Abb. 5). Im Becken des Tozkul genannten Salzteiches fand ich fast ertrunken in der Porphyrmasse kleine Kalksteinhügel, die offenbar abgebrochene Teile der Kalksteintafeln des Dschitürdschal-Tau darstellen.

Das dritte Kalksteingebiet liegt in den Talausgängen der Flüsse Kaldscha, Nördlicher Kaschan und Bötötü am Rande des Ili-Beckens. Hier wird der Rand des Ili-Beckens bis zu einer Höhe von 2100 m von Quarzporphyr und Porphyritergüssen gebildet, hinter denen sich der Rand des Granitblockes mindestens um 500 m erhebt. Dieser Rand ist um die Taleingänge der erwähnten Flüsse in Schollen abgesunken. Oberhalb dieser Schollen haben sich in nach Norden zu geneigter Stellung Überreste der Kalksteinplatte erhalten. Hier gelang es mir, zwischen dem Granit und dem Kalkstein eine ungefähr 30 cm mächtige Quarzsandsteinschicht zu entdecken, deren kalkige obere Partien den transgressiven Ursprung des Kalksteines beweisen, so daß wir in dieser Hinsicht nicht bloß auf eine Annahme angewiesen sind. (Gestein No. 164 und 165).

Das vierte Kalksteingebiet ist der Engpaß des Satl-Kaschan inmitten des Kaschan-Plateaus. An dieser Stelle ist in das Granitmassiv ein oberflächlich 5 km breiter, von Quarzporphyrergüssen begleiteter Kalksteingürtel eingekeilt. Der Kalkstein (No. 166.) ist abwechselnd schwarzgrau und fast als schieferig anzusprechen, weißgrau, dünn geschichtet und gehört der Crinoideenfazies an. Die Stücke stammen vom Fuße einer Felswand im unteren Ausgang des Engpasses, aus einer Höhe von 2560 m. Mein Weg führte mich leider in einer Oktobernacht durch den Engpaß, so daß es mir leider nicht möglich war, die von VADÁSZ beschriebene kleine Fauna stratigraphisch zu belegen. Wie ich es beim Schein des Mondes und Tags darauf, aus dem Tschuburma-Paß rückblickend feststellen konnte, steht der Kalkstein fast lotrecht. Seine Faunula kann wohl die Fossilien von drei Horizonten umfassen, da sie unter und oberkarbonische Bestandteile enthält. Auf Grund der Bryozoen ist die Gegenwart des oberen Karbons zweifellos feststehend.

Die im Alter dem Karbonkalkstein folgenden Gesteine gehören zwei Gruppen an. In die eine Gruppe gehört das Gerölle, in die andere große Massen von Eruptivgestein. Die Geröllgesteine sind alle grobe Breccien, wenig abgeschliffene Konglomerate, also lokale Bildungen, deren Material aus der unmittelbaren Nachbarschaft stammt. Dementsprechend ist das Bindematerial der einzelnen Körner nur wenig kalkhaltig, es besteht vielmehr aus hartgepreßtem Quarzsandstein. Eine weitere Zerteilung der Konglomerate kann ich nur auf die Art durchführen, daß ich den einen Teil in engen Zusammenhang mit der jüngeren Gruppe der Eruptivgesteine, die ihre Schichten durchbrochen und

überflossen haben, bringe. In diesen älteren Konglomeraten zeigen sich auch starke tektonische Störungen, so daß es vorkommt, daß ihre Bänke in lotrechter Stellung anzutreffen sind. Außerdem wechseln sie auch mit Porphyrtuffschichten ab.

Große Mengen der älteren Gruppe der Konglomerate liegen an der Südseite des Dardampe-Passes. Hier wird der Granitgürtel des Temurlik-Tau von einem außerordentlich mächtigen, an der Oberfläche grünlichen verwitterten Porphyritgürtel begleitet (No. 156), südlich dessen eine weitausgebreitete, 10 Grad gegen Norden geneigte harte Konglomeratplatte liegt, die im südlichen Dardampe-Tal, dieses kreuzend, in einer Höhe von 2600 m von einem Porphyritgang durchbrochen wird. In der 2400—2450 m hoch gelegenen Talsohle erscheinen plötzlich 80° südlich geneigte Konglomeratafeln, unter denen ein kleiner Quell liegt. Dies ist gleichzeitig auch der Rand des Mittelgebirges im Temurlik-Tau, vor dem nur mehr eine niedere Hügelreihe liegt, die aus jüngeren, mit rotem Konglomerat bedeckten Porphyritschollen besteht. Die Mächtigkeit des alten Konglomerates ist mit rund 200 m zu schätzen.

Das nördliche Dardampe-Tal verläuft von der Sohlenhöhe 2100 m bis zur Höhe 1490 m, bis wohin ich es kenne, ununterbrochen im Quarzporphyrgürtel. Die Entfernung beider Punkte beträgt 10 km. Im benachbarten, östlich gelegenen Karakol-Tal liegt eine nahezu 20 m mächtige 25° nördlich geneigte Bank des in die ältere Gruppe gehörenden Konglomerates zwischen zwei Quarzporphyrlagern, wodurch es erwiesen ist, daß die Geröllbildung des höheren Gebirges im Verlaufe der Quarzporphyrausbrüche ständig andauerte. Das Konglomerat scheint östlich des Karakol seltener zu werden, nachdem ich es nicht mehr beobachten konnte. An seiner Stelle treten weißliche Porphyrituffe auf, auch wechselt der Quarzporphyr mit Bänken von grüner Porphyrbreccie. (No. 162). Eine bedeutende Tufftafel liegt östlich des Dorfes Ketmen auf rotem Quarzporphyr. Südlich des Dorfes Tschong-Atschajnok, im Tale Kr-Dschol floß der Quarzporphyr in einer Höhe von 1570 m auf Granodiorit. Hier trennt sich der in lotrechten Wänden verwitternde Quarzporphyr scharf von den darunter liegenden rundlichen Granodiorithügeln. Von weitem erscheint er als Säulenbasalt. Darüber liegt mit grüner Porphyrbreccie abwechselnder rötlicher Porphyrtuff.

An dem 3000 m hohen Paß, der aus dem Satl-Kaschan-Tal, aus einer Kalkstein-Schlucht in das Tschuburma-Kaschan-Tal führt, fand ich noch einen kleineren Fleck des älteren Konglome-

rates. Hier befindet sich in einer, aus im Süden nördlich, im Norden südlich geneigten Karbonkalkschichten bestehenden Mulde eine rötlichgraue, bis in die Talsohle reichende, nicht genau beobachtbar geschichtete Konglomeratmasse. Ich beobachtete, daß die Konglomeratbänke konkordant auf die Kalksteintafeln der Südseite verliefen. In ihre heutige Lage sind sie jedenfalls auf tektonischem Wege gelangt, so daß sie älter sind als die Krustenbewegungsperiode dieses tektonisch stark erschütterten Gebietsstreifens. Demgegenüber erscheint das auf dem Granit des Oj-Karagaj-Plateaus liegende lebhaftrote, viel lockerere Konglomerat, auf dem eine mächtige sandige Tonschicht liegt, viel jünger, vor allem aus dem Grunde, weil es sich vollkommen dem gegenwärtigen Relief anpaßt, nicht wie die ältere Gruppe, die nur an vor der Zerstörung geschützten Stellen, in tektonischen Gräben eingesunken oder zwischen Porphydecken anzutreffen ist.

Von meinem 2710-er, östlich oberhalb des Kaschan-Talausganges gelegenen Aussichtspunkt sah ich in einer Entfernung von 10 km gegen Ost-Nordost eine augenscheinlich leicht verwitternde, 20—30° nördlich geneigte Gesteinstafel liegen. LEUCHS fand zwar auf diesem Gebiet oberhalb des Dschidschen-Tales auf der Granit- und Porphyrmasse eine ungefaltete aber stark zerbrochene Karbonkalktafel, doch glaube ich trotzdem, daß die von mir gesehenen Tafeln aus einem Schuttgestein, und zwar aus wenig gebundenem tonigem Sandstein, also aus Angara-Schichten bestehen. Doch halte ich es auch ohne dieser Annahme für erwiesen, daß sich im Mesozoikum auf dem ganzen Gebiet des Nanschan zum Teil Verwitterungsgesteine der Festlandsperiode, zum Teil Schichten der Meeresuferfazies abgelagerten. Diese mesozoischen Bildungen dürften heute nur mehr ganz einzeln auf den Höhen des Gebirges vorhanden sein, wohl aber an, durch tektonische Einkeilungen verursachten, besonders geschützten Stellen. Doch zwingt uns gar nichts zu der Annahme, daß das seichte Angara-Meer den Nanschan nicht ganz bedeckt hat.

Jüngere Bildungen waren im Gebirgstheil des Nanschan bisher kaum anzutreffen. Die roten lockeren Konglomerate und der rote Ton am Oj-Karagaj-Plateau, das richtiger eine breite Talmulde ist, die regelmäßigen Schuttkegel, Terrassenschotter und Moränen sind an ihrer Stelle Bildungen des Jungtertiärs und der danach verflössenen Periode. Die abwechselnden Schotter, Löß, tonigen und Sandlößschichten des Ili-Beckens reichen ziemlich hoch auch

in der Nordseite des Nanschan hinauf und enthalten viel Ablagerungen aus stehenden Wässern oder abflußlosen Becken. Meine Reise war aber diesmal nicht dazu angetan über die Ufer des angenommenen Ili-Sees Angaben zu sammeln. Es wäre auch äußerst schwer gewesen, dem Fortschritt meiner Karavane, die sich am Ende eines schweren und langen Weges wußte und unter ständigem Wechsel der Pferde das von Kirgisen ziemlich dicht bewohnte Gebiet in flottem Tempo passierte, dadurch einen Widerstand entgegenzusetzen, daß wir von dem verlockenden, übersichtlichen und trockenen Hügelland abwichen.

Zwischen dem nördlichen Dardampe- und dem Karakol-Tal sind die Quarzporphyrhügel, ja an einzelnen Stellen sogar schroffe Türme, bis zur Höhe von 1600 m in geröllfreien Porphyrschutt gebettet, den die Erosion schon stark durchfurcht hat. Neben dem Dorfe Schunkar befindet sich eine große Terrasse, auf der der Friedhof und einige schöne Mausoleen (Gumbes) anzutreffend sind. (Abb. 1.) Das Material der Gebäude (gestampfter Lehm), sowie der Friedhof beweisen, daß auf der sonst abgetragenen Porphyrterrasse eine Lehmschicht von bedeutender Mächtigkeit vorhanden ist. Diese Gumbesterrasse zieht sich nach meiner Beobachtung weder in das Schunkar- noch in das Arpalik-Tal, die sich hier vereinen hinein, sie scheint hingegen den Rand des Ili-Beckens zu begleiten. Ich habe bloß an diesem einzigen Punkt den Boden des Ili-Beckens erreicht, so daß ich diese Seeterrasse weiterhin nicht sehen konnte. Das konnte ich indessen beobachten, daß der Rand des Ili-Beckens östlich und westlich des Einganges des Schunkar-Tales von einem hügeligtterrassigen Hang gebildet wird. Das Schunkarer Bewässerungsgebiet, dessen Karte ich an anderer Stelle mitgeteilt habe (10. Abb. 7. und 8.), erscheint als Seeboden, da die an manchen Stellen zum Vorschein tretenden Diorit- und Porphyrfelsen in eine aus geschichtetem Löß, gelben Ton und Sand bestehende Ebene eingebettet sind. Die Tarandschis führen das Wasser des Schunkar-Baches hier hinauf. An einer Stelle hat sich die einmal ihren Damm durchbrechende Wassermenge in einem zweimetrigen Lößgraben ihren Weg gebahnt. So konnten die Ablagerungen des Sees, wenn sich auch die bewässerten Felder fleckenartig zwischen den unfruchtbaren Schotterfeldern erstrecken, stellenweise ziemlich mächtig werden. Die Schotterfelder stammen aus der Verwitterung und Abrasion der emporstehenden Felshügel.

Von Schunkar bis Atschajnok führte mein Weg auf der Höhe der Porphyrstufe. Bis Ketmen stieg er von 1325 m bis 1460 m

an, von da ab fiel er wieder bis 1160 m bei Tschong-Atschajnok und führte durchwegs zwischen verstreuten bewässerten Feldern und Schotterrücken, die in wechselnder Mächtigkeit von lehmigem Löß bedeckt sind. Wieviel auf Kosten der Bewässerung fallen, entzieht sich meiner Beurteilung. Es ist sicher, daß es durch das viele hingeführte Wasser nur stets vermehrt wird. Nach einer Überschwemmung von ein paar Jahren können die Tarandschis auch auf nacktem Schotter Fruchtboden erzeugen. Die Bewässerung kann eventuell schon seit Jahrtausenden geübt werden. Hieraus folgt, daß die junge Decke des Porphyrgürtels mit rotem Konglomerat und Schotter beginnt, die neogenen Ursprunges sind und sich in Seeablagerungen bzw. Flußwasser- und Windablagerungen fortsetzt, bis letztere schließlich am Rand des Ili-Bekens allein bleiben.

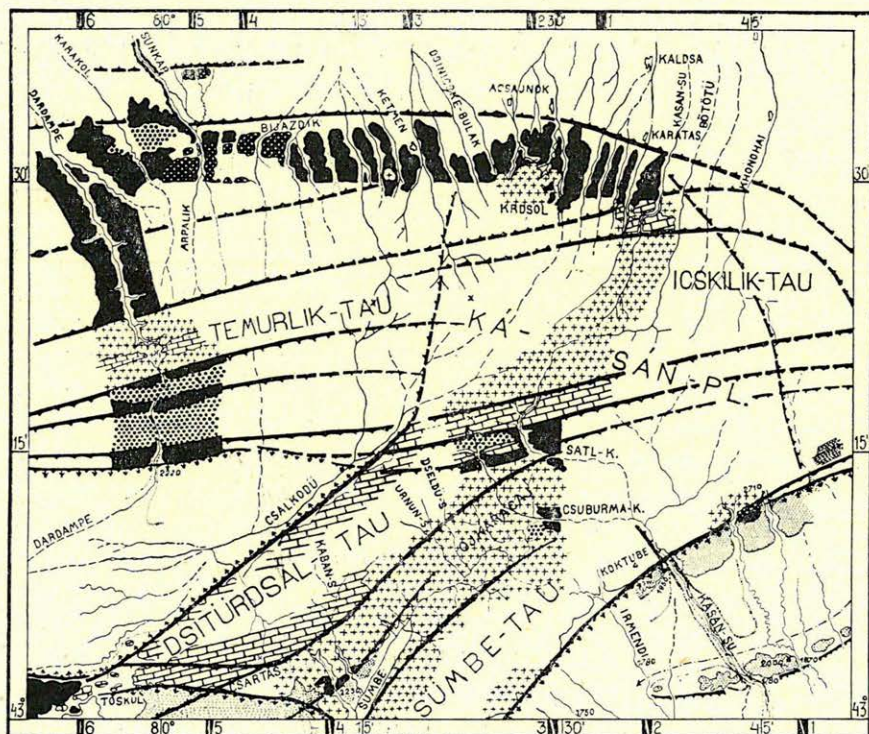


Abb. 3. Geologische Kartenskizze des mittleren Teiles des Nanschan. (Zeichenerklärung siehe Abb. 2.) Die Lagen der sechs Profile der Abb. 2. sind am Kartenrand durch schwarze Vierecke bezeichnet. Eine detailliertere topographische Grundlage bietet die Karte der Abhandlung No. 1. (siehe Literaturangabe). Zum Vergleich die MERZBACHERSche Karte 1 : 500.000 (Literaturangabe No. 20).

Auf Grund der hier angeführten Angaben entstand die geologische Übersichtskarte (Abb. 5.). Da fällt auf, daß die präkarbone Schiefergruppe vollkommen fehlt. Mit Ausnahme SEMENOWS erwähnen die russischen Forscher REGEL, ROMANOWSKI und MUSCHKE-TOW Krystalline und Tonschiefer aus dem östlichen Ende und der Gegend des westlichen Endes des Nanschan, doch fand ich im mittleren Teil des Nanschan nicht die Spur desselben, ebenso wenig wie LEUCHS und GRÖBER nach mir. Unsere Feststellung ist somit, daß das Hauptmassiv des Nanschan von einem Biotitgranitmassiv gebildet wird, das, vom Rande des Tekes-Beckens bis zum Ili-Becken reichend nach den bisherigen Anzeichen einheitlich ist. Die Farbe dieses „Rosagranites“ wird durch die vorherrschenden roten Orthoklase bestimmt, neben denen der grüne Plagioklas und der feine schwärzlichgrüne Biotit kaum zu bemerken ist. Wo er einen Grat oder Gipfel bildet oder in steiler Bergwand verwittert, ist er überall durch seine wollsackartige Absonderung schon von weitem zu erkennen. Er wird ziemlich häufig von den Eruptivgesteinen der älteren Gruppe durchbrochen, vorherrschend von Dioriten, vereinzelt Diabasan. Dies ist das Kaschanmassiv. Ein älteres Gestein kenne ich aus diesem Gebirge nicht, so daß ich deshalb über sein Alter mit Gewißheit bloß behaupten kann, daß es präkarbonischen, höchstens unterkarbonischen Alters ist.

Das nackte von Eruptiva durchzogene Granitmassiv mit zerstörter, abgeschliffener Oberfläche war im Karbon von einem Meer bedeckt. Es ist bloß eine Annahme, daß die Ursache hiezu in einem tektonischen Absinken zu suchen ist, falls wir diese Annahme durch das Vorhandensein der eben erwähnten Eruptiva genügend gestützt glauben. Die Fauna des Saté-Kaschan-Engpasses (14.) beweist, daß die Transgression im unteren Karbon stattgefunden hat. Im Bödötü-Tal im Norden finden wir die hier älteste Schichte des Karbonkalksteines auf Quarzsandstein der Transgressionsperiode. Dies ist ein dunkelgrauer Kalkstein mit Kalkspatadern und ähnelt den Productus giganteus-Schichten von Bayumkol.

Der Kalkstein des Dardampe-Passes unterscheidet sich bloß durch seine lichtere Farbe von dem eben beschriebenen. Im Satl-Kaschan-Engpaß bedeutet der schwarzgraue, zum Zerklüften geneigte Kalkstein, der mittelgraue und der weißlichgraue dünn geschichtete, fast schieferige Kalkstein drei Horizonte. Aus dem können wir vorderhand nur ersehen, daß sich um die Mitte des Karbon durch lange Zeit hindurch ungestört Seeablagerungen ab-

setzen konnten, deren Mächtigkeit sich mit mindestens 3000 m beziffern läßt. Damit ist aber der Zeitpunkt der Regression des Karbonmeeres noch nicht festgestellt, ebensowenig, wie die größte Mächtigkeit der Karbonschichten. Nach der Regression des Meeres begann auf dem Gebiet die Periode der Zerstörung, die selbstredend die obersten Schichten des auftauchenden Meeresbodens in erster Linie in Mitleidenschaft zog. Von den Karbonschichten ist bloß das vorhanden, was eben übriggeblieben ist. Was heute am Dardampe-Paß ein kaum einige hundert Meter mächtiger Überrest ist, ist im tektonischen Bruch von Satl-Kaschan über 3000 m mächtig. Doch ist auch damit noch nicht angegeben, — weder in Metern, noch in Zeit, — was an dieser Stelle von den Karbonschichten schon vor dem Einbruch zerstört worden ist. Wo wir heute bloß unterkarbonische Schichten antreffen, dürfte das Gebiet vielleicht zuerst Festland geworden sein, doch konnte dieser Zeitpunkt genau so gut zu Ende des Karbons gewesen sein, so daß das Fehlen des oberen Karbons an dieser Stelle nur die fortgeschrittenere Verwüstung und Zerstörung zum Ausdruck bringen würde. Deshalb halte ich es für nicht ausgeschlossen, daß an Stellen, wo die Karbonschichten in tektonischen Einbrüchen liegen auch im mittleren Tienschan die dem obersten Karbonhorizonten entsprechenden Fossilien mit ebenso schönen Faunen zum Vorschein kommen werden, wie solche vom Rande des Tarim-Beckens, aus ganz bis zum Permokarbon reichenden Schichtenserien zum Vorschein kamen.

Es fehlt uns jeder Hinweis darauf, unter welchen Bedingungen sich dieses Gebiet aus dem Karbonmeer erhoben hat. Wir kennen weder Material der Regressionsfazies, noch Ufer- oder beginnende Festlandsbildungen. Was danach folgt, deutet auf vulkanische Tätigkeit und auf zwischen steilen Bergformen mit starkem Gefälle geschehene Konglomeratbildung. Im Material der wenigen bekannten Konglomeratvorkommen sind aber nicht nur die Karbonkalksteine vertreten, sondern auch, vielleicht bloß zufällig, — handelt es sich doch um rasch durchgeführte Explorationsarbeiten, nicht um geologische Aufnahmen, — Granit und Porphyry in größerer Menge als Kalkstein. Nicht einmal das Bindematerial ist so kalkig, wie das zu Füßen von Kalksteinbergen zu erwarten gewesen wäre. Daraus ziehe ich den Schluß, daß meine ältesten Konglomerate aus einer Zeit stammen, in der die Kalksteintafeln schon stark verwittert waren und nur mehr einen kleineren Teil der Oberfläche einnahmen, oder zumindest an einzelnen Stellen schon beträchtliche Granitmengen an die

Oberfläche gelangt sind. Es muß also zwischen der Regression des Karbonmeeres und der ersten bekannten darauffolgenden Gesteinsbildung, der des Konglomerates, eine beträchtliche Zeitspanne verflossen sein.

Auf dem von mir begangenen Gebiet habe ich keine zweifellosen Angara-Schichten angetroffen, obwohl diese in der unmittelbaren östlichen Nachbarschaft, im Itschkilik-Tau, eine große Rolle spielen. Die den Angara-Schichten äquivalenten Gesteine des Mittleren Nanschan sind die Konglomerate des Dardampe und die mit ihnen zusammenhängenden jüngeren Eruptionsgesteine. Entgegen den Materialien des Itschkilik-Tau übertreffen hier die Eruptivgesteine nicht nur das Konglomerat bei weitem, sondern gelangten in derartigen Massen an die Oberfläche, daß sie auf unserer geologischen Karte (Abb. 3.) mit dem Granit wetteifern. Sie bilden nicht nur einen ungefähr 20 km breiten Gürtel an der Nordseite des Temurlik-Tau, sondern bedecken auch im Süden einen über 8 km breiten Streifen. Sie fehlen auch am Kaschanplateau und am Südrand des Nanschan nicht. Derart mächtige Lavaergüsse mußten tiefgreifende Ursachen gehabt haben, so daß es auf der Hand liegt, daß die große tektonische Umwandlung des Nanschan gleichzeitig mit ihnen erfolgte, d. h. eigentlich richtiger das Ausscheiden des Bergmassives des mittleren Nanschan aus einer größeren morphologischen Einheit.

Die erste sich hieraus ergebende Frage ist nun die, ob die in Verbindung mit der vulkanischen Tätigkeit stattgefundene bruchtektonische Ausbildung mit dem orogenen Vorgang identisch ist, der den Nanschan aus dem Karbonmeer gehoben hat, oder ob eine beträchtliche Festlandperiode zwischen den beiden voneinander unabhängigen Vorgängen lag. Wir haben bloß eine einzige Angabe dafür, daß letzteres geschehen ist. Dies ist meine schon erwähnte Beobachtung, daß in dem Material der nach dem Karbonkalk folgenden ältesten Bildung, dem Quarzsandstein-Konglomerat im südlichen Dardampetal nur wenig Kalkstein zugegen ist. Nun konnten aber bei der Regression des Meeres in erster Linie nur Kalksteine ins Trockene gelangen, so daß die ältesten klastischen Gesteine Kalksteinkonglomerate sein müßten. Als die Dardampe-Konglomerate entstanden sind, mußte die Kalksteintafel schon auf einem beträchtlichen Teil des Nanschan zerstört gewesen sein. Nachdem diese Tafel, nach den Erfahrungen aus dem Profil des Satl-Kaschen äußerst mächtig gewesen sein muß, muß eine recht lange Zeit bishin verstrichen sein.

Heute fehlt die Kalksteindecke bloß auf zwei Gebieten vollständig. Das eine ist die Gegend des Sümbe-Tau, das andere die der Bödötü-Satl-Kaschan-Pässe. Diese beiden Gebiete mußten sich nach der Karbon-Regression am höchsten erheben, also auch am meisten zerstört werden. Nur von ihnen können die kalkarmen Konglomerate stammen. Das Sümbe-Tau ist eine übriggebliebene Scholle eines alten Granitmassivs, nachdem sich in einer Entfernung von 25 km, gegenüber, am Südrand des Tekes-Bekens wieder die Bergmassen des gleichen Granits erheben. Der heute nackte Granit der Bödötü-Satl-Kaschan-Pässe kann eine Scholle eines anderen Granitmassivs sein, dessen südwestlicher Flügel heute im Tschalkodü-Becken versunken ist. Wenn wir genug kühn sind, aus den Plätzen der zerstörten und fehlenden Kalksteinplatten einen Schluß auf die Achse der beiden Granitgebirge zu ziehen, so erhalten wir zwei WSW—ONO streichende Grate. Der nördliche wäre das Tschalkodü-Urgebirge, der südliche das Sümbe-Urgebirge.

Diese Annahme wird noch durch eine andere, tektonische Beobachtung gestützt. Zwischen den beiden angenommenen Urgebirgen befindet sich ein hauptsächlich aus Karbonkalkstein bestehender Dislokationsgürtel mit der gleichen tektonischen Achse. Die hinter dem östlichen Rand unseres Gebirges befindliche Aulietasch-Klippe befindet sich offenbar in diesem Dislokationsgürtel, nachdem LEUCHS dort die Kalksteintafeln in fast lotrechter Stellung angetroffen hat, obwohl sie am Kamm des Granitmassivs im Süden sich ebenfalls in horizontaler Lage befinden, ebenso, wie im Temurlik-Tau. Der Dislokationsgürtel tritt auch aus dem Hochplateau von Kaschan durch scharfe Grate und gezackte Felstürme aus seiner Umgebung hervor (1. Taf. IV. Fig. 1.: im Hintergrund in W-licher Richtung). Offensichtlich gehört auch der sich hoch erhebende Kalksteingipfel im Quellgebiet des Tschalkodü-Su (1. Taf. IV. Abb. 2.) hierher. In diesen ist auch der schon erwähnte Satl-Kaschan-Paß eingesprengt. Sein südwestlicher Abschnitt ist das Tschitürdschal-Tau, dessen südwestliches Ende zerbrochen gegen die Tschalkodü- und Tozkul-Becken absinkt. Das plötzliche und jähe Abreißen des Endes des Tschitürdschal zeigt eine schon früher mitgeteilte Skizze (1. Seite 162, Fig. 5.). Dieser Dislokationsgürtel ist zwischen die beiden graniteneen Urgebirge eingekeilt, wobei er noch die sonderbare Eigentümlichkeit aufweist, daß seine Kalksteinschichten nicht nur einen starken Fall, sondern auch auffallende Krümmungen aufweisen.

Derartige, zwischen ältere Bildungen eingesprengte, lotrecht gestellte sonderbar isolierte Schichtengruppen sind im Tianschan häufig anzutreffen. Hiefür finde ich nur folgende plausible Erklärung: Hier gelangte die jüngere, in diesem Falle Karbonkalkstein-Schichtengruppe in einer Zeit in die ältere, in diesem Fall Granitmenge, als die Phase der Zerstörung noch nicht besonders fortgeschritten war. Hierauf deutet in erster Linie die große Mächtigkeit der Schichtengruppe, weiters die tektonische Ergänzung. Tektonisch kann ich mir die Einkeilung bloß durch eine synklinale Gestaltung vorstellen. Die Kalksteinsynklinale ist in ihrer geschützten Lage erhalten geblieben und vor der Zerstörung gerettet worden, während unterdessen die Kalksteinschichten der Granitantiklinalen zum Teil oder ganz zerstört wurden. Im Granit habe ich keine Faltungen gesehen. Meine Beobachtungen beziehen sich nur auf den Kalkstein, doch bietet sich die Annahme dieser Doppelfalte als zweckmäßigste Arbeitshypothese.

Meine Doppelfaltenhypothese erklärt nicht nur die Entstehung des Dislokationsgürtels, sondern nimmt auch weiter an, daß sich das Nanschan in der zweiten Hälfte des oberen Karbon durch eine Faltung aus dem Meer zu erheben begann. Selbstredend mußte die Faltung noch unter dem Meere beginnen. Der Dislokationsgürtel erhob sich zusammen mit seiner Synklinalen. Ich glaube daher, daß in solchen Synklinalen, die ganze komplette Schichten-Serie der Meeresablagerungen anzutreffen sein wird.

Nach der Erhebung mußte eine derart lange Festlandsepoche verstreichen, die genügte, die Masse des rund 3000 m mächtigen Kalkes zu zerstören. Die Zerstörung war eine derart starke und langandauernde, daß von dieser Kalkmasse kaum Schotterüberreste geblieben sind. Bloß das blieb erhalten, was zwischen sich erhebende Granitberge eingekleilt war. Diese Massen wurden dann erst mit dem Granit zusammen zerstört.

Die hier angeführten Argumente zwingen mich dazu, zwischen die Konglomerate von Dardampe und das Karbon eine derart lange Zeitspanne zu legen, innerhalb welcher die Faltung, Bildung von Synklinalen und ihre totale Einstülpung, die Umwandlung des ganzen Gebietes in ein Hochgebirge und seine schließliche fast vollständige Entblössung stattgefunden hat. Die jüngere vulkanische Periode fand hier ein zwar noch Grobkonglomerate bildendes, doch schon bis zum Herzen der Granitmassen entblößtes Gebirge vor. Die nächste Frage ist nun die, wann diese jüngere vulkanische Tätigkeit vor sich gegangen ist. Im Nanschan habe ich keine Angaraschichten gesehen, nehme bloß

an, daß die vom Koksübe gesehenen, gegen Osten gelegenen, auf loses Material deutenden Schichten der Angaragruppe angehören. Eben deshalb nehme ich auch an, daß das mittlere Nanschan auch nie unter die Wassermassen des Angarameeres geraten ist. GRÖBER und LEÜCHS haben indessen nachgewiesen, daß das jüngere Eruptivum mit den Angaraschichten gleichaltrig ist. Es befindet sich unter, in und über denselben. Bisher hat man aus den Angara-Schichten auf diesem Gebiet noch keine älteren als rätische gefunden. D. MUSCHKETOW nimmt als sicher an, daß das Alter dieser Schichten in Dschungarien zwischen dem Rätikum und der unteren Kreide liegt.

Die vulkanische Tätigkeit hat im Mesozoikum nicht nur mächtige Gebiete mit Lava verschüttet. Sie war auch eine Begleiterscheinung der tektonischen Zerstückelung des Nanschan-Massivs. Wie die Kartenskizze Abb. 5. zeigt, ging diese Zerstückelung unter der Ausbildung von zwei Bruchliniensystemen vor sich. Das eine Bruchliniensystem streicht im allgemeinen in SW-NO-licher Richtung und scheint mit der tektonischen Achse der oberkarbonischen Gebirgsbildung in Zusammenhang zu stehen, ohne sich ihr jedoch vollkommen anzuschmiegen, da an ihm bloß die Wirkung der früher gebildeten Massen zu bemerken ist. Gegen Osten biegt es in der Richtung des Breitengrades ab, während es sich im Südwesten bei Beibehaltung seiner Richtung auf die südöstlichen Ufer des Karkara-Beckens und des Issik-Kul fortsetzt.

Das zweite Bruchliniensystem ist in jeder Hinsicht bedeutender. Seine Streichrichtung ist eine entschieden O-W-liche und gestaltet den Nordrand des Nanschan zu einem langen Grat aus, mit einer zumindest vierfachen Staffel-Verwerfung. Seine Senkungen sind so stark, daß das sinkende Glied ganz von der Oberfläche verschwindet, so daß sein Platz von der großen Menge der jüngeren vulkanischen Gesteine eingenommen wird. Dadurch gelangt ein Spiegelbild des Graben-Verwerfungssystems zur Ausbildung, das System der Stufenwand. Die Steile der vom Versinken verschonten Granitwand wird nur dadurch gemildert, daß sich beiderseits riesige Quarzporphyrmassen an sie anlehnen, wodurch sie eine untere Stufe oder ein Vorgebirge für dieselbe bilden. Die Verwerfungen dieses Bruchliniensystems durchqueren die SW-NO-lichen Verwerfungen des ersten Systems.

Wo sich die beiden Systeme treffen, sich kreuzen, ist die im Mesozoikum entstandene Rumpffläche am unversehrtesten erhalten geblieben, so wie überhaupt an dieser Stelle der zerstückelte

Nanschan in der größten Breite erhalten geblieben ist. Doch hat sich auch ebendort ein Querliniensystem ausgebildet, unter dessen Wirkung der östliche Nanschan, d. h. der Flügel des Itschikilik-Tau versinkend der Ingression des Angarameeres Platz gab. Zwischen den Bündeln der sich nach zwei Seiten verästelnden Verwerfungen befindet sich heute das Kegen-Becken. Ich muß bemerken, daß nach meinen Beobachtungen SW-NO streichende Bruchlinien im Temurlik-Tau fehlen. Hier ist das oben erwähnte Staffelbruchsystem der einheitlichen Bruchtektonik ganz klar und einfach. Es ist interessant, daß die südlichste Verwerfung des WO-Systems dort, wo sie die schon erwähnte Synklinale der oberkarbonischen Gebirgsbildung erreicht, eine Stauung verursachte, was durch die Unregelmäßigkeit des Falles zum Ausdruck gelangt. In dieser Synklinale dürfte der schmale Kalksteingürtel anlässlich der Senkungen, oder noch später derart hoch gehoben worden sein. Dieser Kalksteingürtel trägt heute die herrschenden Spitzen des Nanschan.

Die Bruchtektonik hat also das Bild des Nanschan gründlich verändert, doch blieb ein ausgedehntes Rumpfflächen-Stück als Zeuge des alten Reliefs übrig, nämlich das Kaschan-Plateau. Andererseits füllt sie die Stelle der versunkenen Stücke mit neuen Materialien, Lava und Konglomerat aus. Alldies geschah nicht in der heutigen Meereshöhe, sondern wesentlich tiefer. Die heutige Höhe ist die Folge einer späteren allgemeinen epirogenen Hebung, von der später noch die Rede sein wird. Die Tektonik des hier skizzierten Schollengebirges versuche ich durch das Profil „b“ der Abb. 2. zu veranschaulichen. Weitere, vor allem morphologische Angaben sind in meinen Abhandlungen No. 1. und 2. (Siehe Literaturnachweis) zu finden.

2. Das Tekes-Becken.

Ich kenne bloß die westliche Hälfte des zwischen dem Hohen Tienschan und dem Kuldschaer Nanschan eingebuchteten Tekes-Beckens bis zum 81. Längengrad, d. h. bis Agias. Dort ist das Becken 42 km breit. Es keilt sich gegen W elliptisch aus. Nachdem es einen Teil einer großen Grabensenkung bildet — der von Issik-Kul sich bis hierher erstreckenden Beckenserie — wird es hier an seinem westlichen Eck nur von einer niedrigen Hügelreihe begrenzt. In hydrographischer Hinsicht wird der Westrand des Beckens von den, in dem zwischen dem Tozkuler Ende des

Tschitürdschal-Tau und dem Ulabaschiberg gelegenen 35 km breiten Taleingang gelegenen Hügeln Kainar und Baschoglü begrenzt. Das Kainar ist eine 20 km lange, SW—NO streichende maximal 2500 m hohe Hügelreihe, die durch eine breite, ungefähr 2360 m hohe Terrasse mit dem Dschitürdschal-Tau verbunden ist. Das hügelige Gelände zwischen den Kainar-Hügeln und dem 2120 m hohen Baschoglü-Paß der Poststraße ist kürzer und niedriger und ist bloß erodierte Terrasse. Der zwischen beiden Hügelgruppen gelegene Kainar-Paß liegt 2230 m hoch. Diesen Abschnitt des Beckenrandes zeigt eine Abbildung der Abhandlung No. 4. (Taf. V. Abb. 27).

Ein anderes Aussehen besitzt jener Abschnitt des südwestlichen Randes, der sich zwischen dem Ulabaschiberg und dem Taleingang des Bayumkol befindet und ungefähr 45 km lang ist. Hier bildet eigentlich die Sohlenlinie des Hohen Tienschan auch die Randlinie des Beckens, die sich genau in $42^{\circ} 45'$ n. Br. W—O. verlaufend zwischen 79° — 81° ö. Länge befindet. Vor der Randwand des Hochgebirges befindet sich indessen noch ein niedriger Vorgebirgszug, der parallel zu ersterem verläuft. Der Ulabaschiberg selbst bildet einen Teil dieses Vorgebirges. Die Flüsse des Hohen Tienschan, der Tekes, die 5 Kakkpak und der Bayumkol durchbrechen das Vorgebirge, das aus den lockeren Ablagerungen des Tekes-Beckens bestehend, ganz abgesondert vom Hohen Tienschan seinen Platz eingenommen hat, in tiefen Schluchten. Zwischen dem Hohen Tienschan und dem Vorgebirge befindet sich also ein orographischer Graben, der zum Tekesbecken gehört. Der Graben mündet gegen das Karkara-Becken, wo der 2630 m hohe Akbeit-Paß der tiefste Punkt des Grabens ist. (Siehe Abhandlung No. 4. Abb. 22, 23 und 24). Der Graben ist in der Gegend des Kakkpak-Tales 6 km breit und mündet im Osten in einem 2 km breiten Tor in die Ebene des Tekes-Beckens, da von hier ab das Vorgebirge fehlt. (Abb. 4 und Abb. 4. Taf. V. Abb. 27. und Taf. VI. Abb. 30.)

Der dritte, südliche Abschnitt des Randes des Tekes-Beckens sieht wieder ganz anders aus. Dieser Abschnitt ist fast in seiner ganzen Länge von 70 km auf der Taf. V—VI. zu sehen. Der lange Streifen des alten Peneplain bildet jetzt eine hohe Stufe über dem Beckenrand. Hier berühren sich also der Hohe Tienschan und das Becken unmittelbar und als ein See das Becken erfüllte, spiegelten sich wohl die Sechstausender des Hohen Tienschan im Wasserspiegel. Drei große Gebirgsflüsse, die beiden Musart und der Aksu, ergießen sich hier in das Becken, während der größte

und vierte Fluß, der Agias am Ostende dieses Abschnittes in das Becken gelangt. Hier nimmt der Hang der jungen Schotter den ganzen Beckenrand ein (Siehe Abb. 17).

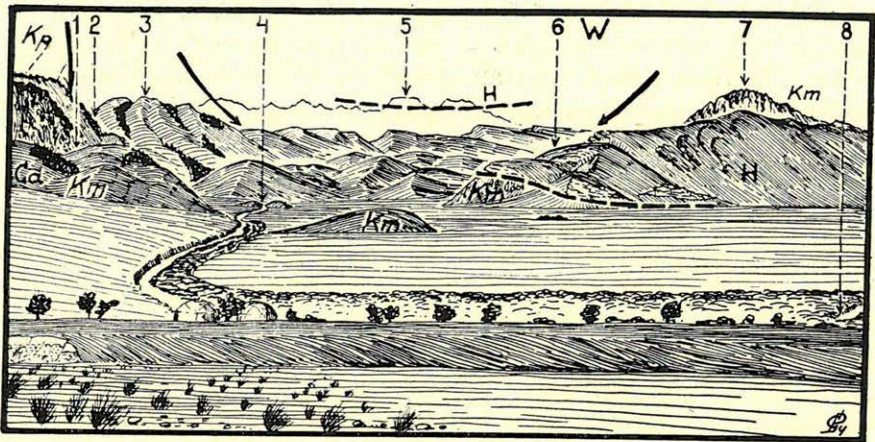


Abb. 4. Der Randgraben des Tekes-Beckens zwischen Narinkol und Tschuval-Berg. Aussichtspunkt: Westrand des Dorfes Narinkol (1850 m). 1. Taldibulak-Tal. 2. Bajumkol-Tal. 3. Kajtschibulak-Berg (Aussichtspunkt der Abb. 30. Liter. No. 4. Taf. VI.) 4. Die unterkarbonischen Klippen am Bajumkol-Knie. 5. Tschuval-Berg, 6. Kakpakschlucht. 7. Hohe Klippe (unterkarb. Kalk), an der Kakpak-Schlucht. 8. Bajumkolfluß mit Galerienwand. Die Skizze stellt suzusagen das ganze Gebiet der Abb. 10 dar. Die bewaldeten Berge links sowie die ebenfalls unterkarbonischen Kalkklippen sind Überbleibsel der eingestürzten Kalktafeln. Die gestrichelte Linie stellt den unteren Rand des Rot-sandsteines dar, der im Tschuvaltal in ursprünglicher Lage (cca. 5100 m) an die eingestürzten Kalkklippen des Beckens gebunden ist. Die beiden Pfeile zeigen das Innere des durch Schotter ausgefüllten Randgrabens. Die wasserreichen Bäche des Hohen Tienschan gruben breite Schluchten durch diesen Randgraben und Klippenzug. Im Vordergrund das Bajumkol-Tal mit seiner breiten Schotterfläche. Die alt-alluvialen Terrassen sind hier mit dickem Löß eingehüllt (Links unten). Die Baumreihe deutet den Narinkol Bach an, dessen Schutthalden durch den Bajumkol untergraben werden. Kp. = Präkarb. Schiefer. Gd. = Granodiorit Nr. 101. Km = Karbonkalk, H. = Hanhai-Schichten.

Der vierte Abschnitt beginnt beim Agias und ist der eigentliche Ostrand des orographischen Beckens. Hier bildet das Attyntau einen Schlußstein, neben dem sich das Tekes-Becken nur mehr grabenartig nach Osten fortsetzt. Diesen Abschnitt habe ich nur aus der Ferne, vom Tschedschin-Bulak-Berg aus gesehen (Siehe Abh. No. 4. Seite 62. Abb. 34). Den fünften Abschnitt bildet schließlich der nördliche, vom Kuldschaer Nanschan gebildete Rand, der noch schärfer und steiler ist als der vom Hohen Tien-

schan gebildete und sich zwischen den Tälern Dschidschen und Sümbe erstreckt. Hier bricht der Rand des Kaschanplateaus in einer 800 m hohen Steilwand ab. (Siehe Abh. No. 4. Tafel VI. Abb. 32). Entlang des Sümbe-Tau verliert der Hang natürlich von seiner Höhe und Steilheit, bis das Gebirge schließlich in einem Kap seinen Abschluß findet, hinter dem der Sümbefluß in das Becken eintritt. Vom Bergkap des Sümbe springt der Beckenrand gegen Nordwesten bis zum Fusse des Dschitürdschal zurück. Diese einzige Unregelmäßigkeit stört den glatten Verlauf des elliptischen Beckens.

Wenn wir das Bergkap des Sümbe mit dem Ostende des Kakpaker Vorgebirges durch eine Linie verbinden, können wir von dem östlichen Hauptbecken eine kleinere westliche Bucht abtrennen, die wegen ihrer unruhigen Oberfläche einen einigermaßen abweichenden Charakter besitzt. Zu letzterer kann das abgetrennte kleine Becken des Tozkul dazugerechnet werden, so daß dieser westliche Teil annähernd 1600 km² groß ist. Das Hauptbecken, diese große Mulde, hat eine Ausdehnung von rund 2700 km².

Aus dem Tekes-Hauptbecken kenne ich die Ränder im Großen und Ganzen, mit Ausnahme des östlichen Abschnittes, den ich nur aus der Ferne gesehen habe, außerdem habe ich ein ziemlich lehrreiches Profil quer durch das Becken zwischen den Eingängen der Täler Agias und Kaschan aufgenommen. Auf Grund des hier Gesehenen, habe ich die auf Abb. 5. zu sehende Profilserie verfaßt. Die erste auffallende Erscheinung auf dieser ist die Lage und Form der das Becken beiderseits begleitenden Rumpfflächen-Überreste, womit ich mich an anderer Stelle beschäftigen werde. Hier will ich nur festhalten, daß die nördlichen und südlichen Ränder des Tekes-Beckens von solchen peneplainen Überresten begleitet werden, welche das Bild der Uoberfläche treu bewahrt haben, d. h. daß mit ihrer Hilfe — bei gedachter Ausfüllung ihrer Lücken — ein Relief zu zeichnen wäre, das älter ist, als der Einbruch des Tekes-Beckens. Es ist ganz sicher, daß es älter ist, nachdem die 7—800 m tiefer liegende Mulde des Tekes-Beckens entlang scharfer Ränder und vielerorts festgestellter Verwerfungslinien auf hoher Stufe mit steilen Felswänden aus ihm losgebrochen ist.

Die Zeit zu der der Einbruch des Beckens erfolgte, wird wohl schwer festzustellen sein. Von der Entstehung der Rumpffläche wissen wir, daß sie nicht früher beginnen konnte, als sich das oberkarbonische Meer zurückzog. Ferner wissen wir, daß

punkt ist die Tatsache, daß mächtige rötliche Konglomeratmassen Bruchstrukturen ausgebildet haben. Drittens wissen wir, daß sich hier sowohl wie auch an anderen Stellen Zentralasiens wohl die Formeneinheiten mit Bruchstruktur, als auch alle anderen der Abrasion unterworfen waren. Unser vierter Anhalts-

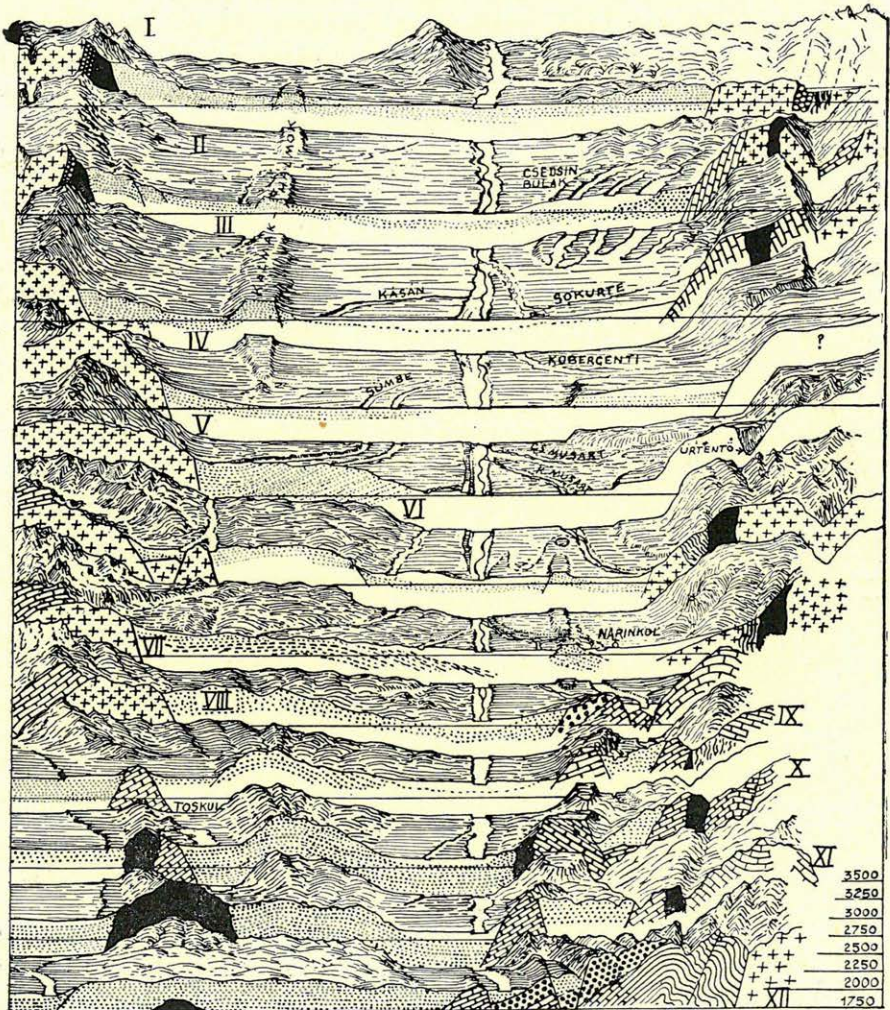


Abb. 5. Serienprofile des Tekes-Beckens. Die Grundlinie aller Profile von I.—XII. zeigt die Höhe von 1750 m. Die geologische Signatur zeigt die gleichen Hauptgruppen, die in der ganzen Arbeit vorkommen. Somit bezeichnen also die Kreuze den Granit, die unregelmäßigen krummen Linien die Präkarbonischen Schiefer, die Ziegel den Karbonkalkstein, die weißen Punkte auf schwarzen Grund die älteren, schwarz, die jüngeren Eruptiva, dicke Punkte die Hanhai-Schichten, feine Punkte die pliozäne Beckenausfüllung.

die Rumpffläche überlagerten. Bislang ist es allerdings noch nicht gelungen im roten Konglomerat für die Altersbestimmung geeignete Fossilien zu finden. Über das Alter dieser Konglomerate wissen wir bloß, daß sich unter ihnen vor- und nacheozäne befinden. Die rote Wüste in der Umgebung des Tekes-Beckens, die wahrscheinlich ein Teil der großen oligozän-miozänen Steinwüste Zentralasiens war, dürfte von einer mächtigen epirogenen Erhebung betroffen worden sein. Das Tekes-Becken und seine Anhängsel wurden durch Verwerfungen aus diesem gehobenen Horizont getrennt.

Unter der Einwirkung der umgebenden hohen Gebirge ist das Tekes-Becken seit seiner Entstehung natürlich einer raschen und intensiven Auffüllung unterworfen. Sein Einbruch entspricht dem Typus des Baikalsees. Es ist eben gar nicht ausgeschlossen, daß der Grund der Beckenauffüllung in einer Tiefe von 1000 oder mehr Meter liegt. Eben deshalb finden wir auf der Oberfläche wahrscheinlich bloß jüngere Schichten, auf denen an Stellen, wo größere Flüsse aus dem Gebirge austreten, mächtige Schottermassen, auf sie ausgebreitete Schottergebiete zu erwarten sind.

Unter den das Becken ausfüllenden Materialien finden wir, hauptsächlich am Rand des Beckens, gewiß dem Tertiär angehörende Bestandteile. Am Ausgang des Agias-Tales liegen große Massen prädiluvialen Schuttes. Hier sind 500 m über der Agias-Schlucht (1900 m) die Reliefüberreste einer in Granit gegrabenen Mulde vorhanden. (Siehe 4. Seite 62. Abb. 54. beiderseits oberhalb der mit 2 bezeichneten Schlucht). Das Niveau dieser auf unserer Karte Simtasch genannten Mulde, das einst sicher eben war, ist heute hügelig erodiert. Unter den Hügeln befindet sich kaum einer, der heute noch die Höhe von 2200 m erreicht. Die Granitmulde endet am Rand des Tekes-Beckens in einer Bruchlinie, an der der Granit verschwindet, dessen Stelle gegen das Becken zu aus lockerem Geröll bestehende Hügel einnehmen, die ursprünglich die gleiche Höhe besitzen, gegen die Mitte des Beckens zu jedoch abnehmen. Das Schutthügelland erstreckt sich vom heutigen Tal des Agias gegen Osten, zwischen den Tälern Schüdöbulak und Akdschardschirinta bis zu dem unter dem Atan-Tau liegenden Abschnitt des Tekes-Beckens. An diesen Stellen hat es LEUCHS gesehen und es als Seedelta und Uferterrassenbildung erkannt.

Das Baumaterial des Simtasch-Hügellandes mag wenige Aufschlüsse besitzen, nachdem ich auf meiner Route keinen einzigen

gesehen habe. Es sind lauter flache Hügel, schwachgefurchte Täler, die kaum eine Spur vor Erosion aufweisen. Die vorhandene Erosion schürft kaum die deckende Lößschichte. Ich halte die Schottermasse dieser Hügel, rein auf morphologischer Basis, für pliozänen Alters, nachdem sie gewiß älter ist als das heutige Tal des Agias. Nun sind aber im Agiastal in einer Höhe von 150 m sozusagen alle diluvialen Terrassen anzutreffen. Zwischen der Erosion der Agiasschlucht und der Ablagerung des Schuttes der Hügel muß aber eine lange Zeitspanne verflossen sein, was durch folgende Erscheinung bekräftigt wird:

In dem erodierten Hügelland sind auffallend breite und gerade Erosionsgräben vorhanden, die sich, von der Agiasmulde ausgehend, strahlenförmig gegen das Tekes-Becken erstrecken. Heute sind die mehrere hundert Meter breiten Täler wasserlos und wenn sie auch nicht als fossile, altdiluviale Schöpfungen anzusehen sind, — nachdem sie ihre heutigen Formen durch die Wassermengen der Frühjahrs-Schneesmelzen bekommen haben, — sind sie in dieser Form trotzdem die Überreste der Flußbettänderungen des altdiluvialen Agias-Flusses oder seiner Verästelungen. Dieses pliozäne Geröll reichte gewiß noch tief in das Agiastal hinein, hat auch sicher eine größere Höhe erreicht und wurde bloß durch die erste pleistozäne Eisströmung auf das 2200 m hohen Niveau der über der Agiasschlucht befindlichen Mulde abrasiert. Diese Hypothese ist auf Grund von Analogien entstanden, nachdem ich im ganzen Hügelgebiet keine Moräne gesehen habe, doch hatte ich hiezu auch keine Zeit. Wenn ich auch das Material der Hügel für älter als pleistozän halte, hängt dieses Gerölle doch mit den Bildungen des Pleistozän zusammen und kann vorderhand als jüngstes Plioizän bezeichnet werden.

Die Lage und Form und die auf der Oberfläche auseinanderlaufenden Gräben der Simtasch-Hügel deutet auf eine Deltabildung. Doch beträgt die Mächtigkeit dieses Gerölles, mag es sich nun auf Seegrund oder im trockenen Becken abgelagert haben, mindestens 500 m. Nachdem wir nun im Graben des Agias-Flusses kein damaliges neues Flußbett suchen können, müssen wir auf eine verhältnismäßige Jugend des Beckens, beziehungsweise auf eine ganz junge Senkung desselben schließen. Das fisiogeographische Bild erweckt jedenfalls den Eindruck, als wäre der heutige Beckenboden erst in der zweiten Hälfte des Neogen auf sein heutiges Niveau abgesunken, weiters, daß es am Ende des Neogen, wenn nicht schon früher, bis zum Niveau von 2200 m von einem See bedeckt war.

Nicht nur hier, sondern auch weit im Osten wurde das Becken nach den Beobachtungen von LEUCHS in der Gegend des Koku von Seeablagerungen angefüllt, wobei die Arbeit des Koku schon derart fortgeschritten ist, daß sein Delta schon ganz bis zum Attan-Tau vorgedrungen ist, wo es den Ostausgang des Beckens vollkommen versperrt hat. Der Durchbruch dieses Dammes geschah gewiß zu der Zeit, die hier den Beginn des Pleistozäns bedeutet, ohne Rücksicht darauf, ob die Stauung des Tekes-Sees durch das Koku-Delta verursacht wurde (in diesem Falle ein Schuttkegel) oder durch den Einbruch selbst. Die Antwort auf diese Frage wird das Studium des Unteren-Tekes erteilen.

Im Tekes-Becken gibt es auch ältere Füllmaterialien als das Delta von Simtasch. Diese älteren Materialien ziehen sich durchwegs entlang des Nordrandes des Beckens an der Oberfläche dahin, doch erreichen sie, ja übertreffen sogar die Scheitelhöhe des Simtascher Deltas. Es ist offensichtlich, daß das Tekes-Becken strukturell im höchsten Masse assymmetrisch ist und daß sich die am tiefsten abgesunkene Linie des Beckens auf der Narinkoler Hauptbruchlinie befindet und zwar auf dem Narinkol-Simtasch Deltaabschnitt derselben. In der Umgebung des Kaschan-Flusses hatte ich Gelegenheit das ältere Beckenfüllmaterial eingehender zu studieren. An dieser Stelle muß ich ebenfalls festhalten, daß ich mich damals noch ganz dem Programm und der Zeiteinteilung von Georg v. ALMÁSY anpassen mußte.

Der am Südrand des Kaschanplateaus liegende Berg Kuktube bildet eine Eckbastei einer tiefen Schucht, durch welche sich der Kaschan-Fluß, der die Wässer des Kaschanplateaus in dieser Schlucht vereinigt, seinen Weg ins Tekes-Becken gebahnt hat. (Siehe Abb. 5 und 1. Taf. IV. Fig. 1.) Die Expedition ALMÁSYs lagerte drei Tage zu Füßen des Kuktube-Berges (4—6. August 1906.). Das Ergebnis dieser Zeitspanne sind folgende Beobachtungen.

14 km vom Ausgang der unter dem Kuktube befindlichen Schlucht durchbricht der Kaschanfluß eine Hügelreihe, wobei er ihr Baumaterial und ihre Struktur gut erschließt. Diese Hügelreihe benannte ich nach der auf ihr gefundenen kalmakischen Grabstätte (Siehe: Wissensch. Ergebn. d. Reisen v. G. Prinz. Abhandl. II. Seite 89.) Kalmak-Hügel. Die Hügelreihe tritt auf den Profilen I.—IV. der Abb. 5. gut in Erscheinung, hier ist die auf der Abb. 6. gezeichnete Schichtenserie folgende:

- ⁶ Schotterdecke.
⁵ Löß.
⁴ Grober Abrasionsschotter.
³ Blaßroter, dickbankiger Ton, mit sandigen und schotterigen Linsen; ungefähr 500 m mächtig.
^{3a} Kalksandstein. Kaum 50 cm mächtig.
^{3b} Kalkiger und grober Konglomeratsandstein. 0,5 m.
^{3c} Konglomerat aus fast reinen Porphyritkörnern (Albitoligoklasporphyrit). 0,5 m. Lebhafter roter Ton mit halbmeter- und meterstarken Schotter-schichten und Linsen häufig abwechselnd.
² Grünlichgrauer, glimmerig-sandiger Ton, dünngeschichtet, ja schieferig, ungefähr 200 m mächtig.
¹ Bläulichgrüner, schieferiger Ton, an vielen Stellen knollig und zerfallend. Liegendes unbekannt.

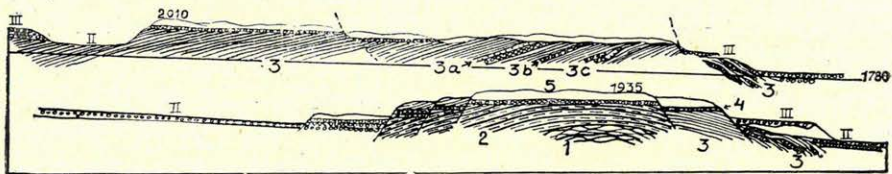


Abb. 6. Profil der Kalmak-Hügel.

Diese Schichtenserie deutet einerseits auf eine sehr lange See-epoche, anderseits darauf, daß der See, trotz seiner außerordentlich großen Tiefe durch seine fortschreitende Auffüllung verflachte. In seinem Leben bestimmen die Ablagerungen zwei erdgeschichtliche Abschnitte. Im ersten Abschnitt sind die Ablagerungen Tiefablagerungen und bestehen aus reinen Tonen, die beim Schlämmen nur äußerst geringen Niederschlag geben, also außerordentlich fett sind, während in den höheren Horizonten magerere, sandigere Schichten von großer Mächtigkeit folgen. (Gesteine No. 93 und 94.). Beide Gesteine sind schieferig, stellenweise mergelig, hier fossilarm.

In dem zweiten Abschnitt dürfte ein größerer Fluß ins Tekes-Becken eingebrochen sein. Ein Fluß, den die Kirgisen heute wegen seiner auffallend roten Farbe überall „Kisilsu“ nennen würden. Heute sind jene Flüsse rot, die durch Hanhai-Gesteine fließen. Die Entstehung der roten Schichten des Tekes-Beckens kann ich mir nicht anders erklären, als daß ich sie als von einem großen, aus einem an Hanhai-Schichten reichen Wassersammelgebiet hier fließendem Fluß abgelagert annehme, oder daß der Tekes-See verflachte, wodurch die Uferfazies vordringen konnte. Doch ist es charakteristisch, daß die lebhafter roten unteren Schichten fast von Meter zu Meter von ziemlich grobkörnigen Schotter-schichten unterbrochen werden. Stellenweise sind sogar mächtige Schotter-

lager vorhanden. Die untere Stufe des roten Tones (Gestein No. 92.) ist im allgemeinen durch abwechselnde Fluß- und Seeablagerungen zustande gekommen. Das Hangende der unteren Stufe scheint eine durch ihre lichtgraue Farbe ins Auge fallende 3 m mächtige Schichte zu bilden, die unten aus Porphyritkonglomerat, in der Mitte aus kalkigen und Kalksteinkonglomeraten oben aus kalkigem Sandstein besteht. Sie stammen also aus den bekannten Gesteinen des nahen Kaschanplateaus. Der rote Ton der oberen Stufe ist entschieden blasser, in seinen obersten Horizonten gelblich und seltener von Schotter und Sandschichten durchsetzt. Das Wasser des Tekessees dürfte in diesem Zeitabschnitt also konstanter gewesen sein.

All diese Schichten sind aus ihrer ursprünglichen Lage bewegt worden. Wie dies aus dem Profil der Abb. 6. ersichtlich ist, sind diese Schichten in einem einzigen flachen Gewölbe erhoben. Durch Vergleich zweier Profile scheint das Gewölbe die Form einer Adlerfeder zu besitzen. Es ist an die 30 km lang. Westlich des Irmendi-Baches habe ich keine Spur von ihm mehr gefunden. Die einfachste Erklärung seiner Entstehung dürfte die sein, wonach das sehr tiefe und vielleicht in einer Höhe von 1000 m aufgefüllte Becken zwischen den nördlichen und südlichen Bergmassen zu einer Synklinalen gepreßt wurde. Das Gewölbe wurde durch fließende Wasser abgeschliffen. Ich fand auch im Liegenden des roten Tones Abrasionskonglomerat, doch ist das Gewölbe jünger als dieses. Die auf dem Gewölbe liegende, auf die abgeschliffene Oberfläche des Gewölbes gelagerte Schotterschichte liegt horizontal, bzw. ruhig. Sie ist nur hie und da von Brüchen getroffen worden. Es ist offensichtlich, daß diese Dislokation die pleistozänen Ablagerungen scharf von den pliozänen Schichten trennt.

Die sich zwischen dem Kaschan und Dschidschen erstreckende Hügelreihe wird von Blau- und Rottenschichten aufgebaut, die gleichalt sind, wie die Deltas und Schutthügel der Flüsse, welche am Nordrand des Tekes-Beckens in dieses eintreten. Auf einer Skizze (4. Taf. VI. Abb. 32.) habe ich schon langeher ein kleines Bild über die Anordnung und Form derselben veröffentlicht. Es ist auffallend, daß die Scheitelhöhe der sich an das Nanschan lehrenden Hügelreihe (2200 m) die übrigens mit der Scheitelhöhe des Simtasch-Deltas übereinstimmt, überall dieselbe ist. Diese Hügelreihe ist auffallend breit, doch überschreitet ihre Breite östlich des Kaschanflusses, wo sie am Größten ist, nicht drei km. Sie blickt mit auffallend steilen Hängen auf das Tekes-Becken. Ihr Baumaterial ist offensichtlich Sand und Schotter. Seine An-

ordnung ist unabhängig von den heutigen Tälern und Flüssen. Die breiteste Masse befindet sich nicht in der Mündung des heute großen Kaschan-Flusses, sondern östlich davon, vor dem nächsten Talausgang, aus dem heute bloß ein Bächlein austritt, das kaum so groß ist, um die Einheit der Hügelreihe zu stören, wobei es einen, aus dem Material derselben bestehenden breiten Schuttkegel davor ablagert. (Siehe auf der erwähnten Abbildung zwischen No. 3. und 4.). Der Kaschanfluß hat die Hügelreihe bis zum Grund, 300 m tief durchsägt und sich sein Bett mit vier Terrassen eingebaut, ohne sich nun weiter um die Hügelreihe zu kümmern, da er mit seinem eigenen Gerölle zimlich zu tun hat. Aus alldem geht hervor, daß die Hügelreihe älter ist, als die oberste (IV.) Flußterrasse, also unbedingt ins Pliozän zu stellen ist und zwar auf Grund der offensichtlichen Analogie in die Gesellschaft des Simtasch-Deltas.

Der Tekes-See gelangt nicht nur in der gleichen Scheitelhöhe der Kalmak-Hügel zum Ausdruck. Ich sah auch eine Spur seiner Abrasionstätigkeit. Diese ist von dem auf obenerwähnter Abbildung ersichtlichem „Obo“ (Grabstätte) in Form von Strandterrassen gut zu erkennen. Der Tekes-See, bzw. das Tekes-Becken hatte seine Ufer immer hier, folglich muß die Anhäufung des Gerölles hier von Anbeginn an stattgefunden haben. Das Material der sich vor unseren Augen erhebenden Hügelreihe mag mit dem Entstehungsalter des Rottones zusammenhängen, nachdem der Boden der sich zwischen dem Nanschan und der Kaschan-Dschidschen-Hügelreihe erstreckenden 10 km breiten Mulde aus Rotton besteht. Der Rotton reicht unter den am Fuß des Berges befindlichen Schotter hinein. Es ist eben auf Grund der unzähligen dünneren und dickeren darin befindlichen Schotterlager anzunehmen, daß der Rotton mit dem Schotter in abwechselndem Lagerungsverhältnis stand.

Als älteste pleistozäne Bildung sehe ich die IV. Terrasse des Kaschanflusses an, wozu mich die Diskordanz des darunter liegenden Rottones ermächtigt. Diese IV. Terrasse bildet auch die abradierte Kuppe der Kaschan-Dschidschen-Hügelreihe. Darüber liegt meist dicker Löß. Unser Gebiet dürfte damals eine ungefähr 10 km breite Uferzone entlang des schon kleiner gewordenen Sees gebildet haben. Die IV. Terrasse ist zerbrochen, was auch die Profile der Kalmak-Hügelreihe beweisen. — Die Brüche sind derart jung, daß sie sogar die Lößtafel betroffen haben — doch nicht so jung, daß sie nicht ziemlich sicher zu zeichnen wären. Diese Terrasse ist noch unabhängig von den heutigen Flüssen. Sie be-

findet sich auf der Kalmak-Hügelreihe in einer Höhe von 1920 m, 140 m über dem Fluß. Am Fuße des Nanshan habe ich sie über dem Kaschaner chinesischen Piket mit 2010 m gemessen. Auf eine Entfernung von 14 km fällt sie um rund 110 m.

An der Oberfläche des westlichen Gebietes des Tekes-Bekens treten die rottonigen oberpliozänen Schichten mit mächtigen Ausmaßen in Erscheinung. Am Rand des am Fuße des Koptube befindlichen Delta- und Schutthügelgürtels sah ich an mehreren Stellen Ausbisse von Rotton, was mich in meiner Annahme, daß im Tekes-Becken unter den pleistozänen Bildungen überall diese Stufe und Fazies anzutreffen ist, nur bestärkt. Besonders bei der Ausmündung des Sümbefflusses, — die er sich selbst erodiert hat, — ist schon von weitem ein mächtiger Aufschluß von Rotton zu sehen. Hier befinden sich diese Schichten in einer Höhe von 1760—1800 m. Das Sümbe-Tau endet hier am Rande des Beckens kapartig (klippenartig), nachdem es von der Hauptbruchlinie des Beckens schräg getroffen wird. Der Sümbeffluß erreicht diese Bruchlinie in einer Höhe von 2200 m und wendet sich hier auf derselben gegen Osten, wobei er sein Bett hier zwischen den Granit des Sümbe-Tau und die Rottonschichten des Beckens gräbt. Hier beginnt jenes niedrigere Bergland, das in einer Länge von 50 km, einer Breite von 15 km und einer relativen Höhe von 600 m einen Damm zwischen dem Tekes- und Kegen-Becken bildet. Den östlichen Abschnitt dieser Gruppe bildet das Kajnar-Tau.

Die Kartenskizze des Kajnar-Tau ist in der linken unteren Ecke der Taf. III. der Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien, 1910, zu finden. Seine Form verrät auf den ersten Blick, daß, wenn es auch aus den älteren Füllschichten des Tekes-Beckens aufgebaut ist, bei seiner Gestaltung doch die großen Bruchlinien des Dschitürdschal-Tau und Sümbe-Tau die wichtigste Rolle gespielt haben. Den Talgrund des Sümbetales bildet eine abradierte Granitmulde bis zur Höhe von 2500 m. Bis zu diesem Punkt hat sich der Fluß ein tiefes Kañon in den Granit gegraben. Nach unten zu ändert sich nun die Talform ziemlich plötzlich, was darin seine Erklärung finden mag, daß von hier an fast horizontale harte graue Kalksteinkonglomerat-Bänke auf dem Granit liegen.

Der Sümbe, sowie seine nördlichen Nebenflüsse, der Kaban-Sai und der Tschartasch, graben sich auch weiter kannonartig in den weiten Talgrund, doch ist die Linienführung der Gegend hier unruhiger, ihr Aussehen bunter. Der auf dem 2420 m hohen Tschartasch-Paß sichtbare Schotter mag wohl aus der Verwitterung des Konglomerates stammen, nachdem er viel Kalkstein ent-

hält, obwohl das Grundgebirge hier aus Granit besteht. Dies ist der äußerste Granitberg. Der Granit versinkt hier entlang der nördlichen Hauptbruchlinie in große Tiefen, sein Platz wird vollkommen von grauem Konglomerat eingenommen.

Das Material des Konglomerates besteht in erster Linie aus Karbonkalkstein, erst in zweiter Linie aus Granit und Porphyr. Es ist aus groben, nuß- bis faustgroßen Stücken zusammengepreßt. Die einzelnen Körner sind an vielen Stellen nicht abgerundet, stammen also nicht von weit her. Nachdem es stark kalkig ist, ist es hart gebunden. Trotzdem bildet es kaum Felsen, ist vielmehr in seinen eigenen Schutt eingehüllt. Seine ursprüngliche Lage ist schwer zu erkennen, nachdem es einer neuen tektonischen Änderung unterworfen war, dabei vollkommen zerbrochen ist, wobei noch der größere Teil in die Tiefe versank. Die Senkungen sind kesselartig. In einem der Kessel befindet sich der Tozkul-Salzsee (2050 m Niveau). Ein anderer, ganz trockener und mit lößartigen Ablagerungen bedeckter Kessel liegt beim Westfuß des Tschartasch-Passes mit einem Grundniveau von 2100 m. Der 2 km breite Kessel erstreckt sich weit gegen Südwesten. In scharfem Gegensatz zu seinem glatten Grund befinden sich die, sich in langer Kette daneben hinziehenden Konglomeratschollen. Einige dieser Schollen sind auch ganz unregelmäßig verstreut zu sehen und erheben sich inselartig aus dem Lößhorizont. (Beliebte Orte für kirgisische Grabmäler).

Das graue Konglomerat bildet hier das Liegende einer glimmerreichen Sandsteinschichte, ist also ein neues Glied der tertiären Schichtenserie des Tekes-Beckens. Dieser Sandstein (Gestein No. 167) ist im Talausgang des Darat-Su sehr gut aufgeschlossen. Hier fand die weiter oben beschriebene Ischigart Mulde in einer Höhe von 1970 m ihren Abfluß. Das Gestein ähnelt hier in allen dem Sandsteinschiefer No. 95. des unteren Kaschantales. Noch wahrscheinlicher wird diese Übereinstimmung dadurch, daß sich auch hier, vielleicht sogar in noch größerem Masse, Rottonmassen auf den Sandsteinschiefer lagern. Das graue Konglomerat wäre in diesem Sinne gleichalt wie der Blauton No. 94. Das Tor des Darat-Su ist in einen, aus einer 60° nördlich geneigten Tafel aufgebauten Bergrücken eingegraben. Diese Tafel zeigt also, nachdem die benachbarten Konglomerate und Sandsteine fast wagrecht liegen, eine starke Dislokation.

Dieser Ort liegt in der Streichrichtung der sich unter dem Koktübe hinziehenden Hauptbruchlinie, was darauf deutet, daß das Tekes-Becken entlang der gleichen Bruchlinien wiederholt

abgesunken ist, wobei es die mittlerweile angehäuften Schutt- und Geröllmassen mitriß. Südlich des jetzt erwähnten Tores des Darat-Su befindet sich der Rotton noch in einer Ausdehnung von 4 km an der Oberfläche, ist aber hier in relativ 100—150 m hohe Hügel geliedert (1900—2050 m). In dieser Tafel fällt der Rotton mit 10° gegen Süden. 3 km vom Tekesfluß entfernt versinkt er entlang einer neuerlichen Bruchlinie in die Tiefe, oder aber wurde er von dieser Linie an vom Tekesfluß von der Oberfläche weggeschwemmt.

28 km westlich vom Darat-Su besitze ich ein zweites Profil (1. Seite 156—160.). Zwischen der Mulde des Tozkul und dem Kegen-Becken befindet sich ein abgesonderter Porphyritberg, der ein kleiner Teil, — eine Scholle — des zerrissenen Dschitürdschal-Tau ist. Hier liegt die Porphyritmasse auf einem Stück einer Karbonkalksteintafel. Dieser Berg war vor dem neuerlichen Einbruch des Kegenbeckens bis zum Hals in graue Konglomeratschichten eingehüllt. Um den 2250 m hohen Kajnar-Paß erheben sich die grauen Konglomeratberge bis 2500 m, also im Großen und Ganzen bis zur gleichen Höhe wie der Porphyritberg, der doch unverhältnismäßig widerstandsfähiger gegen die zerstörenden Kräfte der Natur ist. In diesem Profil ist weiters zu sehen, daß die unter dem Namen graues Konglomerat zusammengefaßte, hier 500 m mächtige Schichtenserie mergelartige und gelbe Tonschichten in häufigen Wechsel enthält.

Strukturell ist das Kajnar-Tau ein flaches Tonnengewölbe, ähnlich der Kalmak-Hügelreihe, mit $4-8^\circ$ geneigten Schichten. Es streicht südwestlich, doch haben bei seiner Gestaltung die etwas abweichenden West-südwestlichen Bruchlinien, zwischen denen auch die Mulde des Toskul eingebrochen ist, eine größere Rolle gespielt. Wie überall im Nanschan, wiederholen sich auch hier die beiden tektonischen Elemente, das westliche und südwestliche Streichen. Das Profil von Kajnar deutet darauf hin, daß anlässlich des Versinkens der Tekes- und Kegenbecken das von Porphyrit durchbrochene Grundgebirge in Schollen zerbrochen ist, die von mächtigen Schuttmassen bedeckt wurden. Dieser Schutt ist lokalen Ursprunges, da sein Material wenig Abwechslung bietet und mit dem Material der umgebenden Berge übereinstimmt.

Lehr- und abwechslungsreicher ist jenes westliche Eck des Tekesbeckens aufgebaut, wo der Tekes, der Kakpak und der waserreichste Fluß der drei, der Bayumkol in das Tekes-Becken

fließen. Hier habe ich auch etwas mehr Zeit verbracht, wodurch meine Kenntnisse verhältnismäßig reicher wurden.

KEIDEL hat beobachtet, daß die paläozoischen Faltungen mit der Achse NO an den mächtigen W-O streichenden Bruchlinien des Randes des Tekes-Beckens in spitzen Winkel abreißen. Ich habe auch an mehreren Stellen derartige aus NO-lich streichenden, älteren Gesteinen aufgebaute Bergkaps am Südrand des Tekes-Beckens gesehen, doch konnte ich das Vorhandensein einer Faltungsachse bloß an einer Stelle mit Gewißheit feststellen. Diese Stelle befindet sich am Rand des Hohen Tienschan zwischen Dschile-Karkara, Kamandi und dem Knie des Tekesflusses, auf dem die Tekes- und Karkara-Becken trennenden Gebirgsdamm, in dem um die Koten 2580, 2550 und 2830 gelegenen Gebiet meiner Kartenskizze. (Abb. 10.) Das Gebiet heißt Ütsch-Kungei. Hier reißen die NNO streichenden schwarzen Tonschieferschichten an der W-O Hauptbruchlinie ab. Gleich in der östlichen Nachbarschaft dieser Stelle keilen sich an der Innenseite des schon erwähnten Tekes-Knies Karbonkalksteinbänke aus. Mit in allen Details auffallender Ähnlichkeit wiederholt sich dieses Bild beim Knie des Bayumkol-Flusses, also in einer Entfernung von 45 km nach Osten. Hier ist indessen der Karbonkalk nur ganz schwach gefaltet und zeigt eher die Gestalt von Tafeln mit Bruchstruktur. Auch ist die Abweichung der Winkel der Streichrichtung sehr gering. Nachdem sich aber bei einer Wanderung entlang des Fußes des hohen Tienschan die Gesteine einzelner Gruppen wiederholen, ist es leicht, auf eine Zweiteilung der N-O-lich streichenden Faltung zu schließen. Am Südrand des Tekesbeckens liegen die tektonischen Linien — ich denke dabei an die seit dem Karbon entstandenen — alle fast vollkommen in der W-O Streichrichtung. In einer 10—15 km breiten Zone vom Südrand des Tekes-Bekens dominiert diese Streichrichtung auch im Hohen Tienschan über alle übrigen. Dieses bricht gegen das Becken zu stufenförmig ab, doch liegen alle Bruchlinien in dieser Streichrichtung, sind also längslaufend.

Die N-O-liche orogene Achse, auf die schon KEIDEL hingewiesen hat, spiegelt sich in der Tat schon im hydrographischen Netz wieder. Von Prschevalsk (Karakol) bis Ohotnitschij (Narinkol) gelangen die Flüsse des genau W-O streichenden Terskej-Alatau, kaum daß die Zone ihrer Hauptwasserscheide verlassen haben, fast ausnahmslos in gegen Westen umbiegende, d. h. NW streichende Täler. Besonders auffallend ist dies bei den Flüssen Tekes, Kokdscher und Bayumkol. In der Nähe der südlichen Haupt-

bruchlinie der Kegen-Karkara-Becken, also in einer 10—15 km breiten Zone dieses Bruchliniensystems, knicken sämtliche Flüsse mit der gleichen Regelmäßigkeit um, und suchen den kürzesten Weg ins Becken. In dieser Zone befinden sich also durchwegs N-S streichende Täler. Es ist also schon auf der Karte leicht zu erkennen, bis wohin sich das große Bruchliniensystem des Hohen Tienschan ausdehnt. A. a. O. habe ich schon nachgewiesen, daß die unteren Abschnitte der N-S verlaufenden Täler ein starkes Gefälle besitzen, jung und tief eingegraben sind. Die Annahme, daß sich hier auf diesem Gebiet schon vor dem Beginn der großen Grabensenkung des Issikkul-Tekes SW-NO verlaufende orographische Hauptlinien befunden haben, erscheint gerechtfertigt.

Zweitens wissen wir genau, daß vor Beginn der Grabensen-

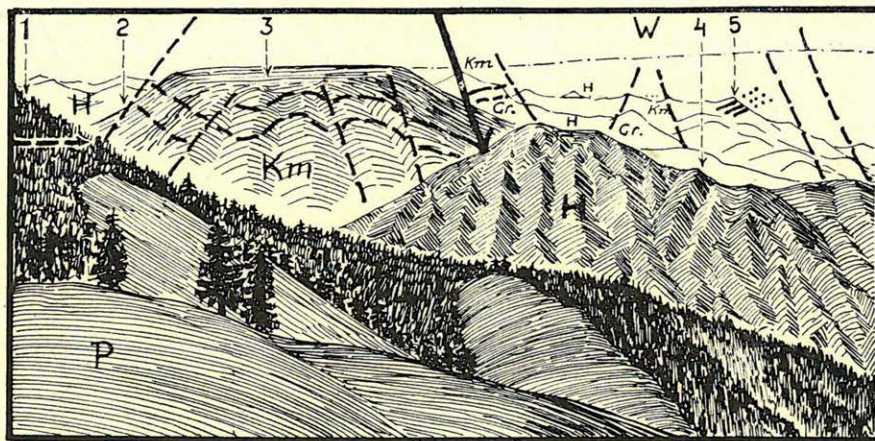
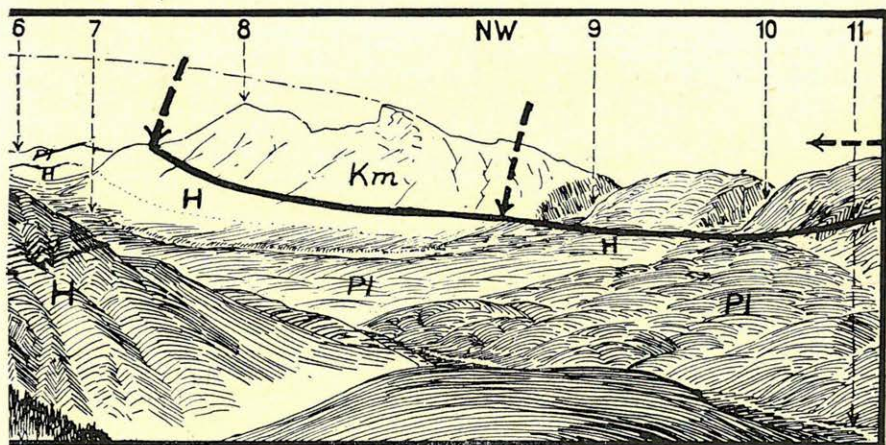


Abb. 7. Ansicht des Tekes-Beckens von Kakpak von der nördlichen Klippe des Kajtschi Bulak-Berges gesehen. (2870 m). Diese Klippe liegt auf Abb. 8. N-lich von No. 5. 1. Oberes Kakpak-Tal. 2. Paß von Tujuk-Sai. (3070 m). 3. Ein Zeugenberg des großen Penepplain. 4. Kleines Kakpak-Tal. 5. Karkara-Berg. 6. Akbeit-Paß (5770 m). 7. Ulabaschi-Berg. 8. Tekes-Tor. 10. Kleines Kakpak-Tor. 11. Unterer Abschnitt des Kakpak-Tales.

kung Issikkul-Tekes dieses Gebiet des Tienschan — wie sämtliche Zeichen bislang darauf hinweisen — ohne Unterbrechung von roten Hanhai-Schichten in besonderer Mächtigkeit bedeckt war. Es befand sich also damals hier eine rote steinige Wüste auf einem niedrigen zerklüfteten Grund. Die Beweise hiefür finden wir an einer anderen Stelle. Die hier beschriebenen beiden Annahmen werden mittelbar durch die Form der zwischen dem Kegen- und Tekes-Becken einen Damm bildenden Gebirge, sowie durch ihr

Material und ihre Tektonik gestützt. In erster Linie spricht dafür, daß sich bloß hier das aus den Becken, bzw. Grabensenkungen erhebende Insel-Schollengebirge, bzw., das das Hohe Tienschan und das Nanschan verbindende Restgebirge befindet. Im Gesenke befindet sich nämlich bloß hier eine NO streichende Grundgebirgsfaltung. Schon beim Nanschan sahen wir, daß das Stümbetau und das Dschitürdschal-Tau ihre SW tektonische Fortsetzung jenseits des Baschoglü im Ulabaschi-Berg fanden, jenseits dessen diese orogenetische Achse in der Richtung des KEIDEL'Schen Sartschol-Passes weiter verläuft. Es ist Tatsache, daß ein derartiges Restgebirge, das sich aus dem großen Grabengesenke erhebt und die eine derart mächtige SW-NO-Achse stützt, einen Beitrag zur alten Gebirgsstruktur liefert. In dieser Gebirgsreihe sind auch



die roten Hanhai-Schichten zugegen. Sie sind zerbrochen und abgesunken und teilen das Schicksal des Grundgebirges.

Weiter östlich sah ich indessen keine Spur der SW-NO streichenden Faltung. Weder am Rand des Hohen Tienschan, noch in den Inselbergen des Tekes-Beckens. In der östlichen Nachbarschaft des Ulabaschi-Berges beginnt ein niedriger Bergzug, der von hier bis in die Nähe von Narinkol reicht und eine 35 km lange OSO streichende gerade Linie bildet. Seine Breite beträgt bloß 3—4 km. Es ist aus den Gesteinen der Productus giganteus-Stufe des Karbonkalksteines aufgebaut, neben dem nur ganz untergeordnet — am Ostende — rotes Hanhai-Konglomerat, und — an einem Punkt seines Nordrandes — Porphyry vorkommt. Das ganze ist also eine schmale Kalksteinwand am Rande des Tekes-Beckens und blieb, durch Längsbrüche aus dem Becken getrennt.

beim Absinken desselben an der Oberfläche. Hinter der Kalksteinwand befindet sich ein durch neogene Ablagerungen ausgefüllter Graben. Der neogene Graben ist im Osten, neben Narinkol nur schmal, kaum 2 km breit, verbreitert sich aber im Westen auf nahezu 10 km. Er ist also alles andere als parallel zur nördlichen Hauptbruchlinie des Hohen Tienschan. Wo er am breitesten ist, wird die Grenze dieses Abschnittes durch eine starke N-S-Verwerfung gebildet. Dies ist dieselbe Verwerfung, die die Berge Ulabaschi und Tschuwartal abtrennt und gegen Norden wahrscheinlich noch weithin am Ostrand des Kegenbeckens zu ver-

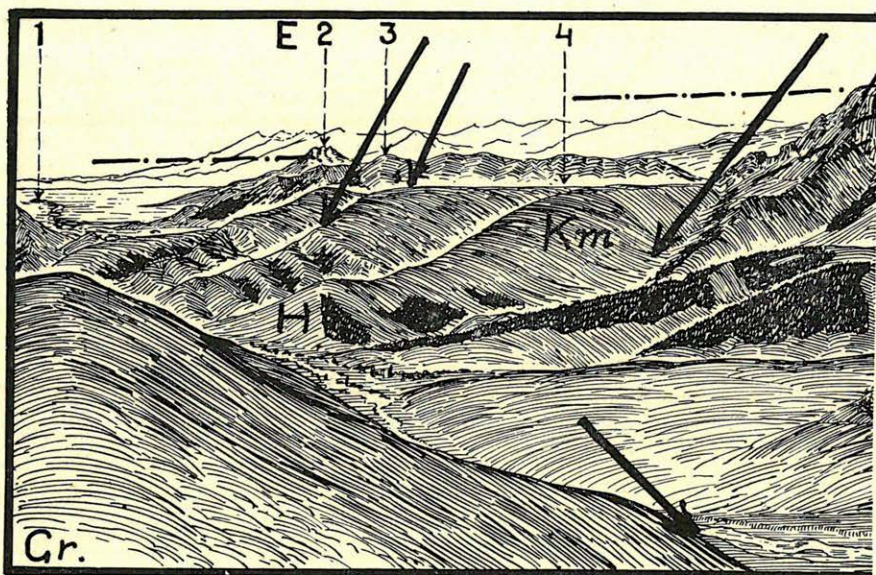
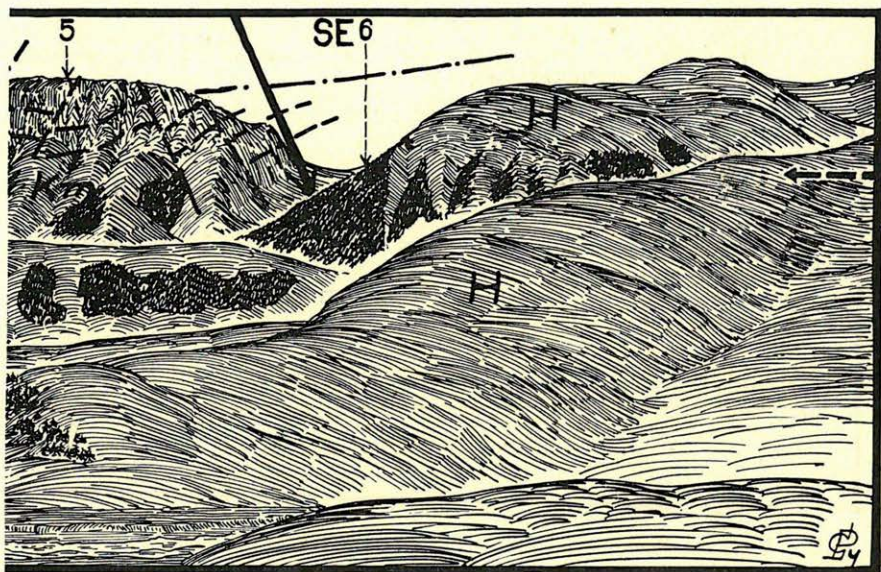


Abb. 8. Der Nordfuß des Terskej-Alatau vom Kök-bel (2900 m) 1. Dorf Narinkol. 2. Felsklippe im Tor des Narinkol. 3. Kajtschibulak Berg. (der Aussichtspunkt der Abb. 7. 2870 m). 4. Kakpak-Tal. 5. Kaschka-Berg. 6. Kaschka-Su-Paß (5070 m). Die westliche Fortsetzung dieses Bildes ist auf Taf. V. Fig. 27., die östliche auf Fig. 28. Seite 57. des Werkes „Die Vergletscherung etz. (Literaturverz. Nr. 4.) ersichtlich.

folgen wäre. Aus alldem geht hervor, daß die eben beschriebene Kalksteinwand eine selbständige orotektonische Einheit vorstellt, die zwar zwischen den Randbrüchen des Tekes-Beckens stehen geblieben ist, doch schon einen Teil des Tekes-Beckens bildet. Ich werde sie (nach KEIDEL) Klippenzug von Bajumkol nennen.

Der Klippenzug von Bajumkol besteht aus acht gesonderten Karbonkalksteinschollen. Zwischen den Schollen brechen Flüsse,

Bäche oder heute schon verlassene Betten solcher durch. Die I. Scholle von Westen erhebt sich kaum aus der neogenen Schotterdecke, welche sie mit dem Ulabaschiberg verbindet. Ihr Charakter als selbständige Scholle geht aus ihrer Struktur hervor, da sie gegen Westen einfällt, also offensichtlich unter dem Einfluß der oben erwähnten N-S-Verwerfung entstanden ist. Sie wird von der II. Scholle durch den hier 2020 m hohen Talausgang des Tekesflusses getrennt. Diese Scholle fällt gegen Süden ein. Hienach folgt im Osten der Ausgang des Kulakbaches mit seiner 2000 m hoch liegenden Sohle. Hierauf folgt Scholle III., langgestreckt 2300



m hoch, südlich einfallend. Danach Talausgang Kitschine-Kakpak. Scholle IV. Südlich einfallende Kalksteintafel mit Porphyram Nordrand, 2500 m hoch. Sodann folgt der steile, tiefe Engpaß des Kakpak-Flusses mit 2020 m Sohlenhöhe. Scholle V. Südlich einfallende 2600 m hohe felsige Grate. Hienach das verlassene Bett des Bajumkol 2050 m. Sodann die Schollen VI., VII. und VIII., in rotes Konglomerat eingehüllt, nördlich einfallend, 2200 m hoch. Über das Aussehen des Bajumkoler Klippenzuges bieten meine Skizzen 4. Taf. VI. Abb. 30 und Taf. V. Abb. 27., weiters die hier beigegebenen Abbildungen 5. und 7. eine Vorstellung.

In der westlichen Fortsetzung des durch den Bajumkoler Klippenzug abgesperrten, einem spitzen Dreieck ähnelnden Gra-

bens befindet sich ein 20 km. langer Abschnitt des Tekes-Tales, welches der Tekes-Fluß zwar schon ganz zu seinem eigenen Tal umgeformt hat, der im Wesentlichen jedoch, bzw. dem Ursprunge nach, noch ein Teil des Tekes-Beckens ist. Dieser Graben stellte einst eine Verbindung zwischen dem Tekes- und dem Kegen-Becken her, obzwar der niedrigste Punkt des zwischen den beiden Becken befindlichen Dammes heute hier 2510 m hoch liegt. Dieser Graben ähnelt im Kleinen dem Rheinabschnitt zwischen dem Schwarzwald und den Vogesen. Die Rolle der beiden letzteren

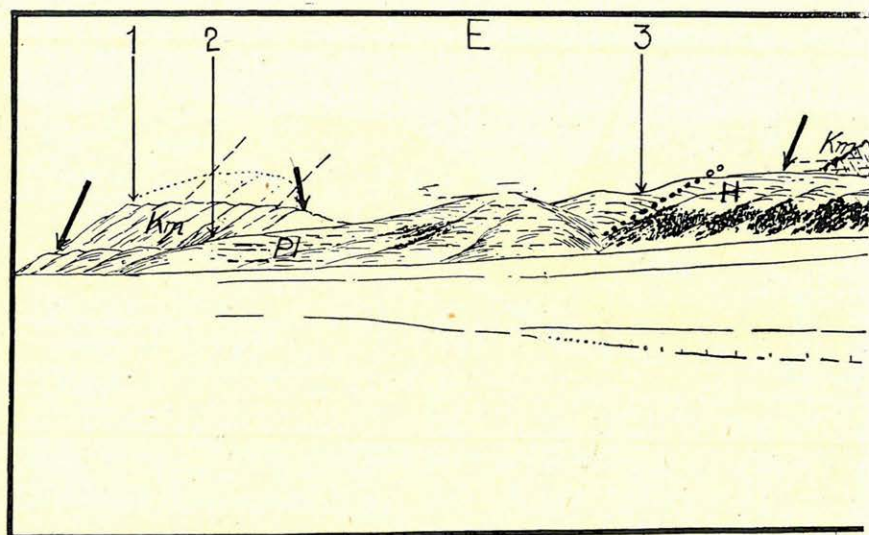
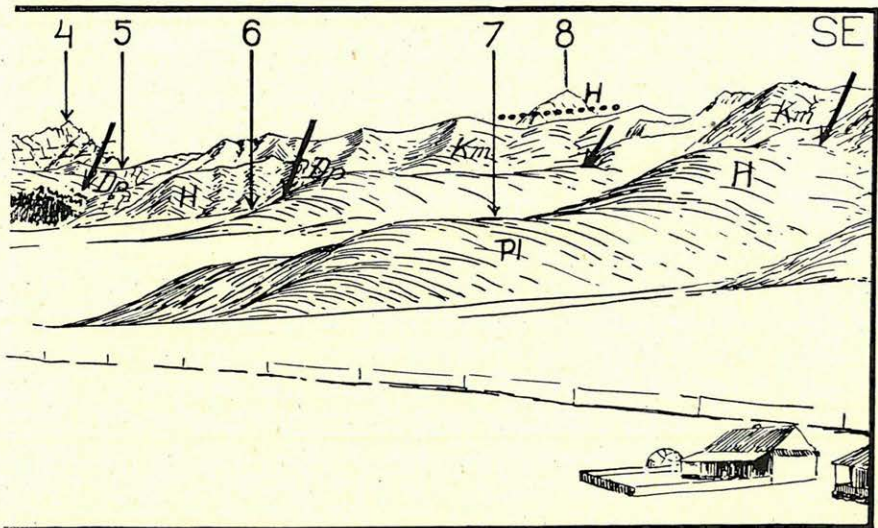


Abb. 9. Karkara-Becken von der Poststation Karkara (2050 m). 1. Ulabaschi-Paß. 2. Akbeit-Tal. 3. Kamandy-Paß. (2650 m.). 4. Tschuvartal-Paß. 5. Kitschine Karkara-Paß. (Ütsch-Kungei) 2850 m, 6. Kitschine-Karkara-Tal. 7. Orto-Karkara-Tal. 8. Tiek-Berg (ung. 5800 m.).

Gebirge wird hier von den Bergen Ulabaschi und Tschuvartal eingenommen. Den tektonischen Charakter des Grabens beweist der Umstand, daß seine Sohle von durcheinander verworfenen Trümmern roten Hanhai-Konglomerates ausgefüllt wird. In diesen tektonischen Graben ergoß sich seit seiner Entstehung der Tekesfluß. An dieser Stelle befindet sich ein Abschnitt des Tekes-Beckens, aus dem wir wertvolle Aufklärungen gewinnen können.

Der Tekesfluß tritt aus einem sehr steilen und wilden Engpaß in der heutigen Höhe von 2400 m in den vorerwähnten tektonischen Graben. Die Stelle des Austrittes wird von der Talseite auf der Tafel V. Abb. 25 des im Literaturverzeichnis erwähnten

Werkes No. 4., bergseitig ebendort, Seite 50, durch Abb. 24. veranschaulicht. Auf beiden Skizzen ist ersichtlich, daß der Tekesfluß ursprünglich in beträchtlicher Höhe floß. Ich konnte die Spuren des ältesten, höchsten Niveaus des Flusses über dem Engpaß nicht erkennen, da mein Weg hier an der Sohle des Engpasses führte. Von der Kote 2850 m (Kartenskizze Abb. 10.) erstreckt sich gegen Norden über den 2630 m hohen Paß bis zu den Tälern Kamandi und Akbeit das Ütsch-Küngei genannte Bergland, in dessen Talaufschlüssen wir rotes Hanhai-Konglomerat



antreffen, doch sind die Bergkuppen aus mehrere hundert Meter mächtigen grauen Schotterstrichten aufgebaut. (Siehe 4. Seite 48. Abb. 22. zwischen den Punkten A und K, weiters ebendort Seite 49. Abb. 23.). Diese graue Schottermasse dürfte ursprünglich ein Schuttkegel von 12 km Radius gewesen sein, mit 2850 m höchster Scheitelhöhe, dessen Fußlinie sich heute bis 2300 m an der Oberfläche befindet. Wie weit sich dieser graue Schotterkegel gegen den Kegenfluß erstreckt, weiß ich nicht.

Vom Westen betrachtet läßt sich die ganze Gestalt des Ütsch-Küngej-Schuttkegels gut ausnehmen auf Abb. 9. Auf dieser Abbildung zeigen die Punkte 5. 3. und 2., daß er gegen Norden gegen den Kegenfluß zu stark abfällt. Ich konnte zwar keine Delta-schichtung feststellen. doch müssen wir, da wir es hier mit der Schöpfung eines großen Flusses zu tun haben, nur an ein See-delta denken und an dessen ergänzenden Schuttkegel am Ufer.

Die Anhäufung des Schuttes begann gleichzeitig mit dem Einsinken der Tekes- und Kegenbecken, ist also gleichalt mit diesem. Die Becken waren von einem See ausgefüllt, sonst wäre er viel flacher und ausgedehnter. Am Schuttkegel lief der Tekesfluß mit wechselnden Betten strahlenförmig auseinander. Als der Seespiegel sank, schnitt er sich tief in sein eigenes altes Gerölle ein, wodurch er eines der auffallendsten Gebiete des Tienschan schuf.

Der Tekes hat indessen den Scheitel dieses seines Schuttkegels schon lange verlassen. Sein letztes Bett ist sozusagen versteint in dem 2570 m hohen Paß erhaltengeblieben, den er durchfließend, das weite Akbeittal schon in einem sehr starken Gefälle ausgrub. (Siehe die Terrassen der früher erwähnten 4. Abb. 23.). Dieses Tal besitzt heute bloß den Charakter einer Torrente. Der 2570 m hohe Paß befindet sich schon am Ostrand des Schuttkegels, zum Zeichen dessen, daß sich der Tekes schon damals gegen Osten verschob.

Mit der drauffolgenden ersten Bettänderung verließ der Tekes endgültig den Westfuß des Ulabaschi-Berges und floß von da ab gegen das am östlichen Fluß desselben gelegene, also heutige Tor. In diesem neuen Flußbett ist die oberste Terrasse des Tekes unter der früher erwähnten Kote 2570 nur wenig niedriger oder gleich hoch. Dies ist indessen die VI. Terrasse des Tekes, die an die Südseite des Ulabaschiberges gelehnt, mit der Scheitelhöhe des sich zwischen dem Ulabaschiberg und der I. Scholle des Bajunkoler Klippenzuges erstreckenden Schotterhügels verschmolzen, am Rande der neuen pleistozänen Tekessenke schweben blieb. Die Überreste dieser Terrasse können wir gegen das Gebirge zu ganz bis zur Mündung des Tiek-Flusses verfolgen. (Abb. 28.). Gegen abwärts werden die Terrassen immer mehr von den Schuttkegeln des Ulabaschiberges bedeckt. An der Südseite des Ulabaschiberges befindet sich oberhalb der Terrassen rotes Hanhaikonglomerat, aus dessen Verwitterung ganze Schutthalden entstanden sind, die alles bedecken.

3. Einige Angaben über das Zwischenland des Issik-Kul und des Karkara-Beckens. (Taf. I.)

Über den östlichen Flügel des Kungej-Alatau habe ich in einem Profil folgendes Bild gewonnen: Der Korumdu-Paß liegt im Meridian $78^{\circ} 36'$ und ist 3240 m hoch. Ringsum sind die Berge auch nicht höher als 3500 m. Aus einem 5—6 km. breiten Hochplateau, das peneplainen Charakter zeigt, hat Verwitterung und vor

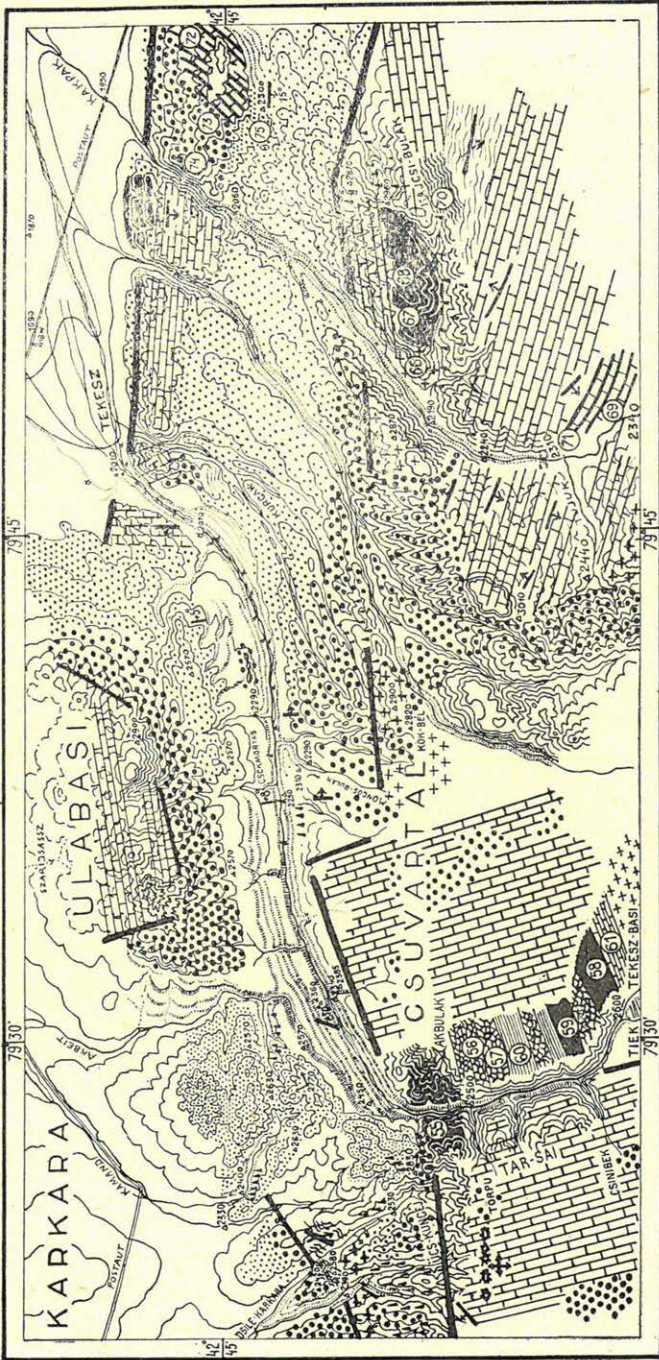


Abb. 10. Geologische Kartenskizze der Tekes-Grabensenkung. Erklärung der Zeichen unter Abb. 5.

allem das pleistozäne Eis lind gebogene Kuppen und kurze Muldentäler ausgehöhlt. Das Hochplateau wird sowohl von N als auch von S durch Verwerfungen begrenzt. Es liegt hier in seiner ganzen Ausdehnung auf gleichmäßigem roten Granit. Das Gerölle

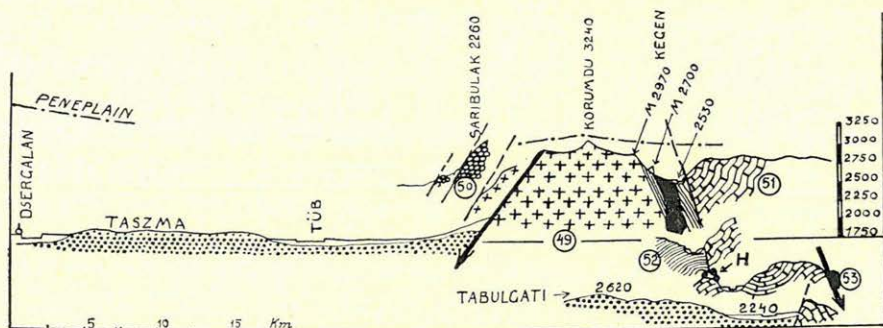


Abb. 11. Östliches Profil des Kungej—Alatau.

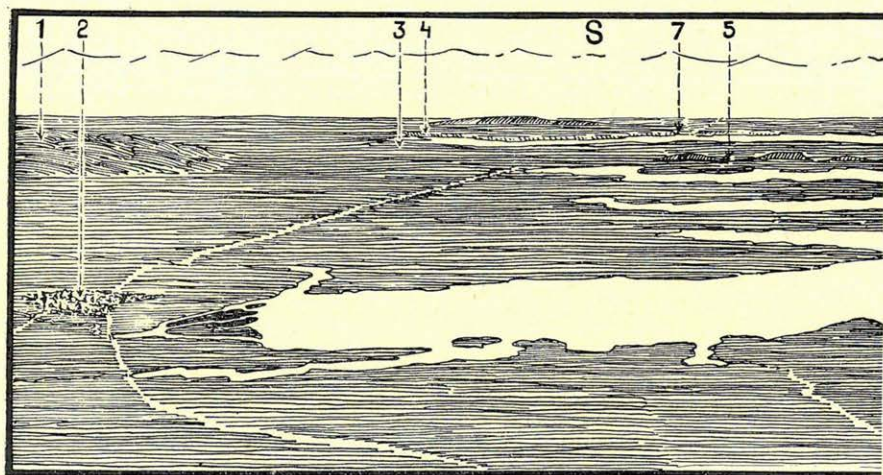
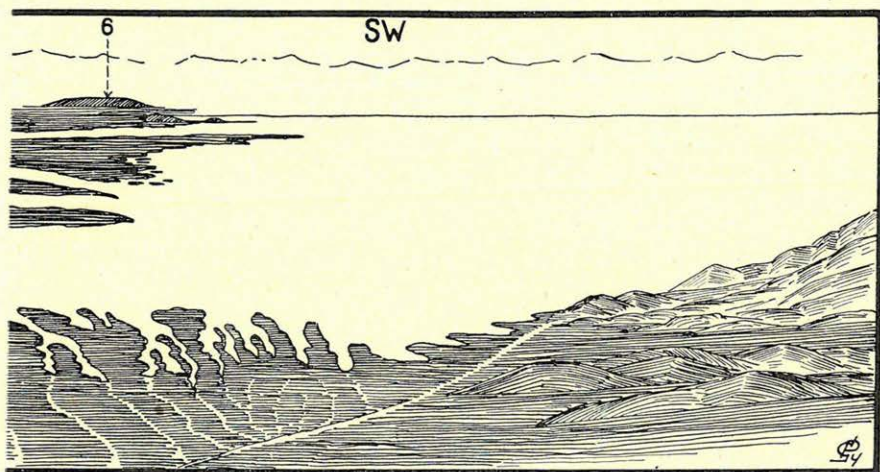


Abb. 12. Das östliche Ufer des Issik-Kul von dem Abhang des Sarybulak-Tales (2240 m) oberhalb von Preobraschensk. 1. Kisilkija-Hügelreihe. 2. Dorf Preobraschensk, davor das Delta des Tüb-Flusses. 5. Dorf Dsbergalan. 4. Prschevsky-Mausoleum. 5. Halbinsel Kuke-Kuluseum (mit der Reiseroute des Verfassers). 6. Urgatschar. 7. Mündung des Karakol-Flusses.

solchen Granits liegt im Südtal des Korumdu sowie in allen westlichen Schuttkegeln bis zu dem in der Nähe des Dorfes Preobraschensk befindlichen Sati. Nur in der westlichen Nachbarschaft des Satitalles, in den Saribulak-Tälern, fand ich große Mengen von Quarzdiorit (No. 50.).

Der östliche, schmale verflachende Flügel des Kungej-Alatau besteht also aus einer steilwandigen schmalen Granitscholle. An ihrer Nordseite stehen zwischen große Verwerfungen gepreßte, lotrechte Apatakan-Schiefer, mit NW-licher Streichrichtung. Auf ihnen liegen in windschiefer Lage zerstückelte schieferige Kalksteinschollen mit weißen Kalkspatadern, (No. 51.) an anderen Stellen wieder kalkiger, dichter graugrüner sandiger Kalkstein, (No. 52.) der das Liegende des Vorherigen bildet. Die beiden letzteren Gesteine müssen wir ins untere Karbon versetzen. In den N-lichen Verwerfungen befinden sich viele Porphyrausbisse (No. 53.). Unweit des nördlichen Korumdu-Tales befinden sich im unteren Teil des Tschongtasch-Tales eingesunkene Blöcke größerer Mengen roten Konglomerates, die stellenweise eine Neigung von 50° zeigen.

Hinter der hohen Granitwand des Korumdu befindet sich also eine eingesunkene Trümmerhalde, in die, fast genau an



die Achsen der Verwerfungen angepaßt, das nahezu 30 km lange, schnur-gerade tektonische Tal des Kegen eingegraben ist. Im unteren Talausgang des Kegotales, am Rande des Kegen-Bekens, ragen die Karbonkalksteinschollen klippenartig aus dem das Becken ausfüllenden, an den Rändern bis 2700 m hinanreichenden jungtertiären, im Großen und Ganzen horizontal gelagerten Schotter in dessen verwaschene Täler.

Ganz anders sieht das Bild der Korumdu-Granitwand vom Süden aus. Hier besitzt die Wand eine tatsächliche Höhe von 1700—1800 m, einen sehr steilen Hang, was allein die Jugend des Sen-

kung beweist. Das Becken des Issik-Kul wurde durch eine riesige Grabenverwerfung sehr tief.

Hier überdeckt zwar schon eine Kette von mächtigen Schuttkegeln den Fuß der Granitwand, doch lagern sich diese ebenfalls auf ältere Schottermassen, diluvialen Alters. Die Abbröckelung der Granitwand dauert auch heute noch an. Es vergehen kaum Jahrzehnte ohne größere Berggrutsche. Diese ganze Bergseite ist Erdbeben stark ausgesetzt. Die in der rechten unteren Ecke der Abb. 12 sichtbaren Hügel sind ebenfalls das Ergebnis eines großen Bergsturzes. Auf dieser Abbildung habe ich die Ebene der östlichen Buchten (50 km breit) skizziert. Die roten Hanhai-Massen der Kisilkija-Hügel, die neogenen Schotterhügel des Kuke-Kulusum, sowie die Urgatschar-Scholle im Hintergrund beweisen, daß diese mächtige Senkung des Tianschan ein einheitliches jungtertiärs Becken ist, dessen Bild durch die Änderung der Wasserhöhe des Issik-Kul bestimmt wird. Der Senkungsüberrestcharakter der Hügel ist gut zu sehen, die Seeauffüllung der breiten Ebene, ebenso wie das jüngste Eindringen des Sees in die darin gegrabenen Flußtäler.

Die Tektonik der Gegend des Korumdu stimmt in großen Zügen mit dem Aufbau des Kuldschaer Nanschan überein. Zwischen beiden entstand ein großes Becken, das zwischen den tektonisch ähnlichen Bergschollen des früher erwähnten Kegen-Tales und des Toz-Kul ein 70 km breites Interwall darstellt und als Kegenbeken bekannt ist. Ich bin in der Lage einige Angaben über seinen Südrand mitzuteilen.

Am Südrand des Kegenbeckens reihen sich fünf niedrige Gebirge geschlossen nebeneinander. Das westlichste befindet sich zwischen den Talausgängen des Talbugati (1. Abb. 16.) und des Kegenflusses. Es ist eine 30—32 km lange Hügelreihe, die sich an den Ostflügel des Kungej-Alatau lehnt, wo sie fast 3000 m hoch ist. Von da ab erstreckt sie sich als ins Auge fallender Grat, später verflachend, genau in östlicher Richtung bis zu seinem beim Talausgang des Karakaraflusses befindlichen 2200 m hohen Bergkap. Letzteres ist ein relativ nur mehr 160 m hohes Hügelchen. Von diesem Tabulgati-Bergzug weis ich bloß, daß er überwiegend aus neogenen Schotter-Sandmassen besteht, und an seiner Südseite durch einen großen Bruch steil abgebrochen wurde, wodurch er erst bergartig wurde. Hier liegt unterkarbonischer Kalkstein und Porphyr, sowie rotes Hanhaikonglomerat darunter. Das Bild des Talausganges des Karkaraflusses habe ich a. a. O. schon mitgeteilt (4. Seite 43. Abb. 18.).

Die zweite Stelle im südlichen Randgebirgszug des Kegenbeckens nimmt die zwischen dem Karakara-Tor und dem Kamandital befindliche Hügelreihe ein, die sich kaum bis 2600 m erhebt. Ihre Südseite ist etwas steiler als die nördliche. Sie scheint ebenso wie die Frühere, ganz aus neogenem Schotter zu bestehen. Es ist offensichtlich, daß auch dies das Fußgerölle des Hohen Tienschan ist. Es wurde durch das Einsinken des Issik-Kul und des Grabens der Karkara-Tekes-Becken selbständig. Der Durchbruch des Karkara-Flusses trennte sie vom Tabulgatigebirge. Das dritte ist das Akbeit-Gebirge, das in der Abb. 10 dargestellt ist, weiters Abb. 9. und die Abb. 22.—24. der Abhandlung No. 4. Der neogene Schotter dieser Berge befindet sich in einer Höhe von 2900 m, sie besitzen also gegen Norden, in das Kamandi-Tal einen beträchtlichen, holprigen Hang. Die Talsohle befindet sich bei der Poststation Saridschas in einer Höhe von 1980 m. Das vierte Glied der Reihe ist die schon beschriebene Ulabaschi-Klippe, die eine ungefähr 5100 m hohe unterkarbonische Kalksteintafel ist. Sie besitzt, wie alle Glieder der Kette, einen Steilhang gegen das Hohe Tienschan und einen sanften Hang gegen Norden. Das fünfte Glied der Kette ist die Schotterhügelreihe des Baschoglü. Diese bildet den Damm zwischen dem Kegen- und dem Tekesbecken. Die darüber hinwegführende Poststraße liegt in einem ungefähr bloß 2120 m hoch liegenden Paß, in dem sich ein von Regenwasser ausgewaschener Graben befindet. Der Hügelrücken ist 2400 m, die Talsohle des Tekesbeckens 1900 m hoch. Die Sohle des Kegenbeckens beginnt in einer Höhe, die bloß um ein Geringes von der des Tekesbeckens abweicht. (1960 m).

Nachdem die Täler Kamadi und Akbeit hier in den Vorbergen beginnen, fließt heute bloß der Karkarafluß aus dem Hohen Tienschan in das Kegen-Becken. Westlich des Karkara fing das Issik-Kul die Bäche des Tüb und Dschergalan ein, östlich schloß das Tekes-Becken die Bäche des Tekes an sich. An anderer Stelle habe ich schon bewiesen, daß dies nicht immer so war. Das heutige Flußnetz konnte sich erst während der Ablagerung der bedeutenden Massen der großen neogenen Schotterdecke, nach dem Einsinken der Beckenkette des Issik-Kul, Karkara und Tekes derart ausgestalten. Die beiden Randbecken rissen die fließenden Wasser des Nordabhanges des Hohen Tienschan an sich. Dazwischen blieb aber ein Schollengebirge, das das Kleine Karkara-becken umschloß, das den großen Graben von Issik-Kul in zwei Teile teilt.

Die acht Profile der Abb. 13. die das zwischen der Stadt Karakol und dem Tekes gelegene Gebiet erschließen, schließen sich eng an den unteren Teil der Abb. 5. an und zeigen trotz der großen Verallgemeinerung die einfache Struktur des unter den Namen Santasch und Kisilkia bekannten Hügellandes. Nachdem

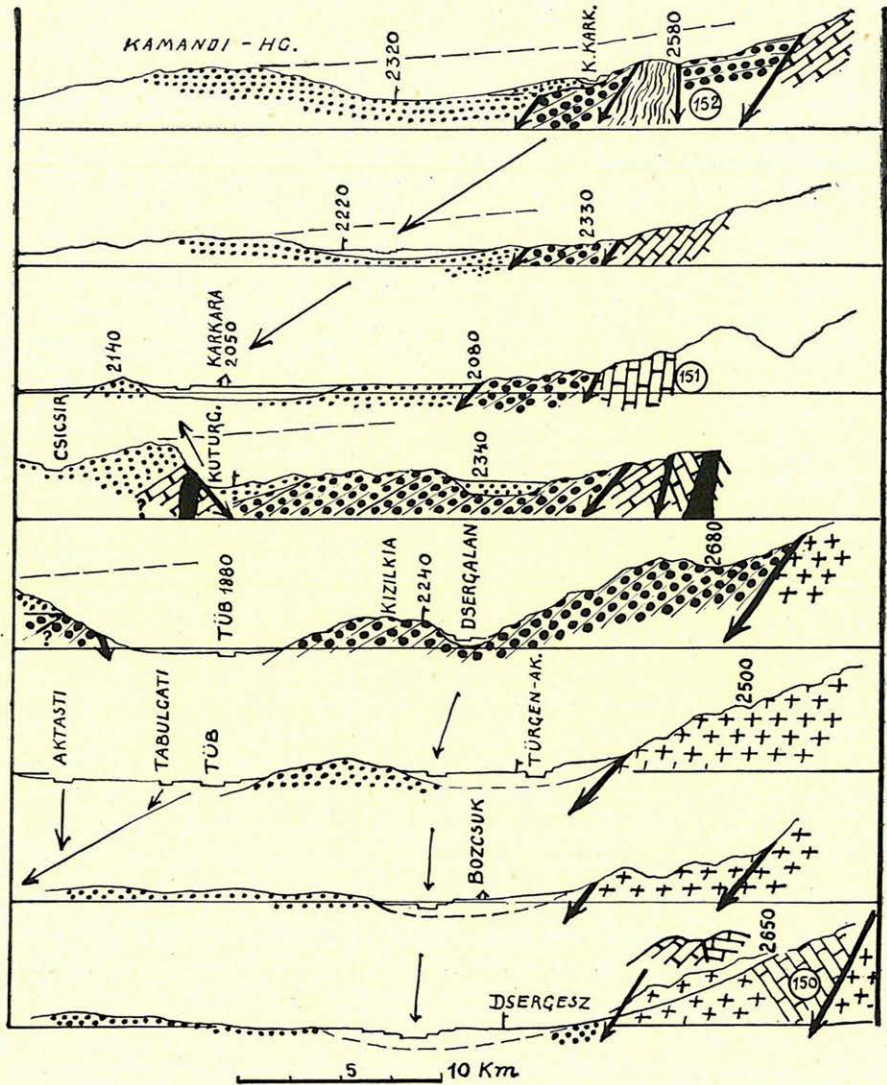


Abb. 13. Einige Profile des zwischen dem Issik-Kul und dem Karkara-Becken befindlichen Hügellandes. Das unterste und oberste Profil entspricht Linien, zwischen denen die Entfernung 75 km beträgt. Diese 8 Profile schließen sich an die Profile der Abb. 5. in westlichen Richtung an. (Kartenskizze MACHATSCHESK 21. Seite 189.).

der Nordgürtel des Hohen Tienschan in die Tiefe, in einen Graben versank, blieb hier zwischen den Issik-Kul und Karkara-Becken ein Trümmerhaufen bestehen. Auf der Abbildung zeigen die starken Pfeile die auffallendsten der Bruchlinien, während die dünnen Pfeile die Richtung der Flüsse zeigen. Auf Grund meiner vorläufigen Berichte (Literaturnachweis 1.—7.) und der Mitteilungen KEIDELS hat MACHATSCHEK (21. S. 188) die Struktur dieses Gebietes gut gezeichnet. Zu letzterem muß ich hier bloß einige Bemerkungen machen.

Die Trümmer der Umgebung von Kisilkia sind die emporragenden Stücke der durch Quarzporphyrgänge durchbohrten unterkarbonischen Tafeln, die sich hier nicht mehr in der Form von Klippen zeigen, sondern bloß in den tiefen Rinnen der Flüsse und an den Rändern der Grabensenkungen zu finden sind. Die in den Graben gestürzten Schollen werden noch heute dick von rotem Hanhaisandstein bedeckt, dessen Tafeln im allgemeinen gegen Norden einfallen. Doch auch die Hanhaischollen wurden von einem riesigen neogenen Schotterhang bedeckt; ein richtiger Schuttkegel von riesigen Ausmaßen, der aus der Richtung des Hohen Tienschan in das zwischen dem Kungej-Alatau und dem Kuldschaer Nanschan gelegene versunkene Gebiet hineinreicht. Die Oberfläche dieser Schotterhalde befindet sich in den Bergen von Tabulgati und Kamandi heute noch, nach den später allgemeinen Senkungen, in einer Höhe von 2700 m, obwohl sie seither auch durch die Abrasion wesentlich abgenommen hat. Aus dieser riesigen Schottermasse ergibt sich die logische Folgerung, daß das Hohe Tienschan damals mächtig emporgeragt hat. Ohne eine große allgemeine Hebung ist die Entstehung dieser mindestens 1000 m mächtigen neogenen Schottermasse nicht zu erklären. Die ursprüngliche Form des neogenen Schotterhanges ist auf der Abb. 15. durch eine gestrichelte Linie bezeichnet.

Wenn wir die Hügelreihen Kisilkia, Tabulgati und Kamandi als Überreste dieser einheitlichen Schottermasse betrachten, — woran nicht zu zweifeln ist, — können wir auch annehmen, daß die Schottermasse auch den Nordhang des Hohen Tienschan in gleichem Maße bedeckt hatte. Hier, in der Gegend des Kisilkia entstanden die Becken nach Ausbildung der neogenen Schottermassen. Die östliche Bucht des Issik-Kul, die Karkara- und Tekes-Becken entstanden also durch Einsturz einzelner Abschnitte des angedeuteten großen Schotterhanges. Aus den Höhenmessungen an den Rändern der hier angeführten drei Becken, aus den stellenweise ganz auffallend gleichhohen Terrassen, die, wenn

auch abgerissen, die Becken umranden und sich in einer ungefähren Höhe von 2400 m erstrecken, schloß ich, daß alle drei Becken einst bis zu dieser Höhe von einem See erfüllt waren. Seeablagerungen fand ich in allen drei Becken reichlich. Es müßte nur festgestellt werden, ob das Niveau von 2400 m schon dem Pleistozän angehört, wie ich das behauptete, oder nicht. MACHATSCHEK wies nachdrücklich auf die heutigen drei Tore hin, auf die Ausflüsse der Wässer, die heute nur in topographischem Sinne bekannt sind. Waren diese schon im Pleistozän da, konnte kein See vorhanden gewesen sein. Ich kenne diese Spalten nicht, doch kann ich meine auf die Seen bezüglichen Beobachtungen nicht anders als eben mitgeteilt, interpretieren. In den gewesenen Seen habe ich kleine Deltas gefunden, die auf die Uferlinien bezüglichen Angaben sind sehr spärlich, doch fließen alle Tien-schaner Terrassen über letztere. Dies habe ich gesehen. Die Altersbestimmung mit Pleistozän ist richtig. Die seeartige pleistozäne Ebene ebenfalls. Die von MACHATSCHEK erwähnten drei Flußtore, die auch meiner Aufmerksamkeit nicht entgangen sind, dürften in ihrer heutigen Tiefe viel später entstanden sein. Sei es entweder durch Senkung oder Erosion. Dabei dürfen wir nicht außer Acht lassen, daß sich die auf den, zu Anfang des Pleistozän zu setzenden See bezüglichen Beobachtungen nur auf die unmittelbare Umgebung des Karkarabecken beziehen. Es ist als gewiß anzunehmen, daß die benachbarten Issik-Kul und Tekesbecken gleichzeitig ebenfalls von Seen erfüllt waren. Das allerdings, ob diese drei Seen in der Akkija-Zeit gleiches Niveau besaßen, oder ob der Karkarasee ein See von höherem Niveau war, dessen westliche und östliche Ufer seither vernichtet wurden, wissen wir noch nicht.

In der östlichen Bucht des Issik-Kul-Beckens befinden sich hohe Hügel. Sie bestehen aus roten 2800 m hohen Hanhaischollen die entlang der W-O streichenden Bruchlinien zerstückelt wurden. Diese Schollen hat der neogene Schotter, dessen Höhe und Horizont die gerade Linie der Tabulgati-Hügel in der Abb. 15 ahnen läßt, mantelartig umgeben. In diesen ist das Issik-Kul-Becken eingesunken. Da reichen auch die 2400 m hohen Terrassen des Karkara-Beckens herein.

Der Rand des Hohen Tianschan ist im Issik-Kul-Becken genug auffallend. Die Bergrippen sind scharf, fast in einer geraden Linie abgeschnitten, was allein das Vorhandensein einer Bruchlinie beweist. Vor der Bruchlinie lehnt sich die Kette der mit grauem Schotter bedeckten Hanhaischollen an den Rand des

Gebirges, die durch die vielen Flüsse und Bäche des Hohen Tienschan durch tiefe Täler zerrissen wurden. Entlang dieser Bruchlinie habe ich von Dscherghes bis Tekes eine lange Wegstrecke zurückgelegt. Wenn keine Täler vorhanden wären, würde das ganze am Fuße des Hohen Tienschan eine Stufe von 2700—2800 m Höhe bilden. Hier in dieser Höhe trifft man indessen bloß kleine Linsen des grauen neogenen Schotters an, wie dies der 2340 m hohe Bergrücken auf Profil IV. der Abb. 15 zeigt. In geschützter Lage sind die neogenen Schotter vor der Zerstörung bewahrt worden und übriggeblieben.

Lehrreich ist das Bild der Abb. 14. Hier sind rechts und

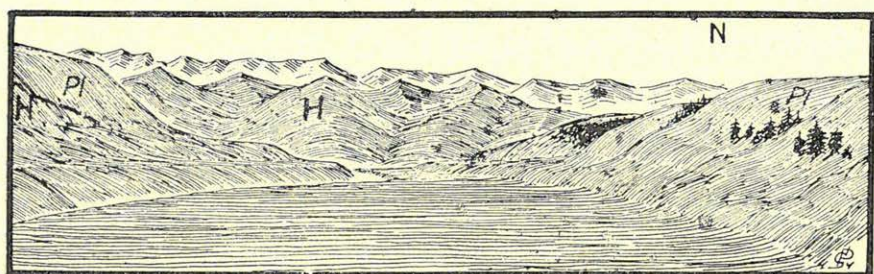


Abb. 14. Das Tüb-Tal in NW Richtung von der Kote 2210 m. rotes Hanhai-Konglomerat und Terrassen: Im Westen hinter von der Tüb-Krümmung das rote Hanhai-Konglomerat des Santasch-Berges. Rechts im Nordosten der Bergabhang des Karagajli-Bulak mit Fichtenhainen. Oberhalb dessen die Terrasse (2540) des Karkara-Beckens. In der Ferne der Kungej-Alatau.

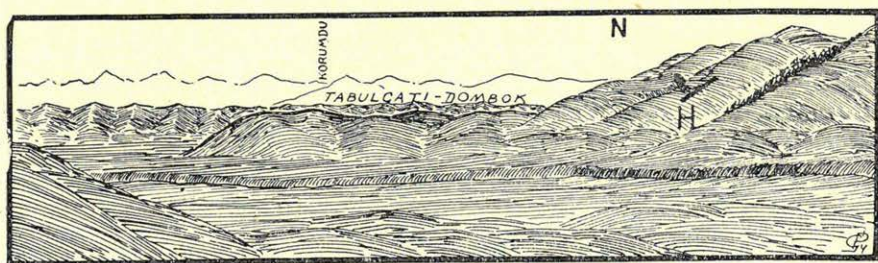


Abb. 15. Das Tübingen-Aksu Tal am Rande des Issik-Kul Beckens. Der Aussichtspunkt liegt auf der Terrasse (2200) gegenüber dem Ajak-Turabulak Tal. Im Vordergrund die Terrassen des Tübingen-Aksu. Granitberge. Die Hügelreihe in dem Issik-Kul-Becken besteht aus Hanhai-Konglomeraten (2650—2700 m). Weit im Norden die Kungej-Alatau Kette zwischen den Korumdu und Tabulgati-Pässen.

links im Vordergrund zwei große neogene Schotterhügel mit glatter Kuppe zu sehen. Unter dem Schotter verbergen sich die

zertrümmerten Reste der Hanhaischichten, die stellenweise mit 70° einfallen. Im Hintergrund erhebt sich die Schottermasse des Tabulgati als ein in etwas verwaschenes, durch Täler gegliedertes Gebirge. Diese Schottermasse von Tabulgati sowie von Kamandi sind außerhalb, am Rande des Tienschan in dieser Menge vielleicht nur deshalb übriggeblieben, weil die nördlichen Flüsse des Hohen Tienschan durch die große Grabensenkung des Issik-Kul und Tekes aufgefangen wurden. Diese Flüsse trugen ihr Gerölle nach Verschwinden der Seen gegen Osten und Westen, mit Ausnahme des Karkara. Von dem leicht verschleppbaren Schotter blieb das meiste hinter den nördlichen Bruchrändern der Senkung übrig.

4. Die Berge zwischen Musart und Agias.

Auf unserer Tafel V—VI. ist auf der oberen Abbildung eine großartige Landschaft skizziert, die die Nordseite des Hohen Tienschan trotz der Mängel der Zeichnung besser charakterisiert, als jedes Lichtbild. Das innere des auf diesem Bild sichtbaren Gebirges haben die Begleiter MERZBACHERS z. T. schon beschrieben, so daß die Angaben dieses Kapitels zur Ergänzung ihrer Arbeit dienen mögen. 22 Jahre nach der Fertigstellung obiger Zeichnung erschien die Karte der MERZBACHERSchen Expedition über dieses Gebiet. (Literaturnachweis No. 20.) Die Landschaft involviert Blatt 5. und 6. der Karte. Nachdem meine Skizze auf Grund genauer Messungen mit dem Theodoliten entstanden ist, kann die MERZBACHERSche Karte mit den Daten der mittels Zahlen bezeichneten Bergspitzen gut ergänzt werden. Die Entfernung der Hauptspitzen 1. bis 35 beträgt 130 km. Zwischen den Bergspitzen No. 19. und 20. befindet sich der Musart-Paß (3500 m). Östlich dessen heißt das Gebirge Khalik-Tau, westlich Kantengri-Gruppe. Meine Beobachtungen beschränken sich auf das Gebiet der Bergspitzen No. 1 bis 12. am östlichen Flügel.

Einer der charakteristischsten und auch in geologischer Hinsicht interessanten Züge der Landschaft zwischen dem Agias und dem Tschong-Musart ist der nahezu 50 km lange peneplaine Streifen, der die Oberfläche des nördlichen Fusses des Khalik-Tau bildet. Dieser ist auch ein Überrest der allgemein bekannten mittelasiatischen Rumpffläche. Auffallend ist, daß der Überrest der Rumpffläche hier einen geneigteren, steileren Hang bildet, ferner, daß er so aussieht, als würde er sich unter der neogenen Auf-

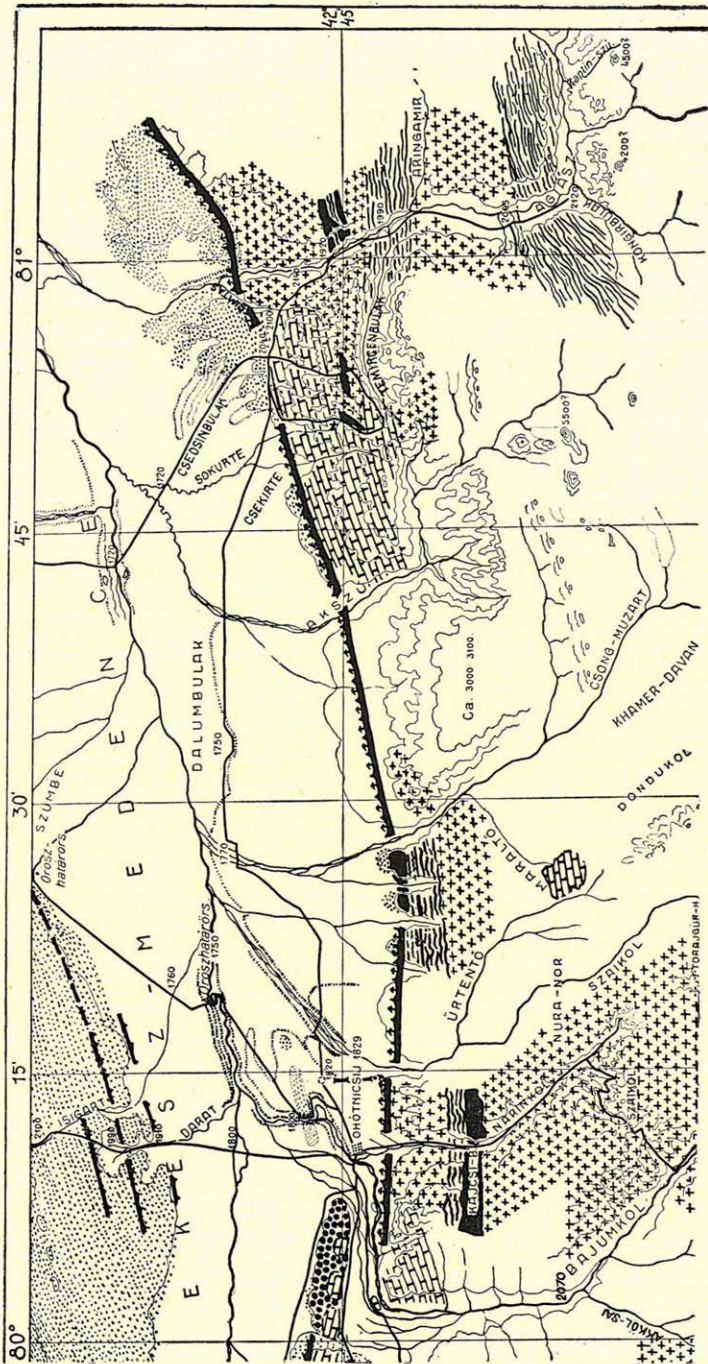


Abb. 16.

füllung des Teckesbeckens gleichmäßig weitererstrecken. Gegen das Hochgebirge endet es, zumindest dort, wo ich es gesehen habe, mit einem scharfen Rand. Seine höchste Höhe über dem Temirgen-Tal beträgt ungefähr 3300 m. Im Westen reicht es unter den Spitzen No. 15—17 vielleicht bis 3500 m hinauf. Der untere, vom neogenen Schotter des Tekes-Beckens verdeckte Rand befindet sich wahrscheinlich in einer Höhe von 2000—2100 m. Die beiden Randlinien sind voneinander 10—12 km entfernt, so daß der Hang als besonders steil bezeichnet werden kann. Trotzdem es in der Burkhan-Vereisung von ausgedehnten Eisströmen bedeckt war, (auf dem Tschedschin-Bulak-Profil bis zur 2350 m hoch gelegenen Moräne „M“) ist die Durchfurchung des Peneplain gering.

Daran, daß die große Kaschan-Rumpffläche des Kuldschaer Nanschan und der den Fuß des Khalik-Tau begleitende Peneplainrand demselben Körper angehören, kann gar kein Zweifel bestehen. Das Kaschan-Peneplain endet indessen gegen das Tekesbecken mit einem im Durchschnitt 2700 m hohen Bruchrand. Es muß angenommen werden, daß die peneplainen Oberflächen des Kuldschaer Nanschan und des Khalik-Tau gleichalt sind. Nachdem aber das Peneplain des Khalik-Tau heute unter die neogene Auffüllung des Tekes-Beckens reicht und ein sehr steiler Hang ist, so steil, daß er nur im Jungtertiär in diese Lage gelangen konnte, müssen wir außer der Bruchtektonik auch auf eine Emporwölbung schließen. Es wäre nämlich schwerer, sich vorzustellen, daß eine 10 km breite und 50 km lange Platte ohne wesentliche tektonische Veränderungen gegen die Tiefenlinie des Tekesbeckens gekippt wäre.

Dieses Bild ist auch in allgemeiner geologischer Hinsicht bemerkenswert. Der lange peneplaine Streifen ist ganz nackt. Der das Peneplain des Tienschan fast überall als dicke Hülle bedeckende rote Hanhai-Sandstein fehlt vollkommen. Wo sich im großen Peneplain des Tienschan tertiäre Senkungen gebildet haben, sind ganze kleine Berggruppen aus den Trümmern des Hanhai-Sandsteines entstanden. Der Hanhai-Sandstein fehlt nur dort, wo er zerstört wurde, d. h. im allgemeinen auf sehr hohen Bergen. Wenn wir uns dieses Peneplain des Khalik-Tau in der Höhe von 3000—3300 m seines Südrandes vorstellen, wird das Fehlen des Hanhai-Sandsteines verständlich. Die peneplaine Oberfläche gelangte erst nach der Zerstörung des Sandsteines in ihre heutige Lage. Aller Wahrscheinlichkeit nach durch Emporwölbung, was ich mir so vorstelle, daß in der Achse des Khalik-Tau eine mäch-

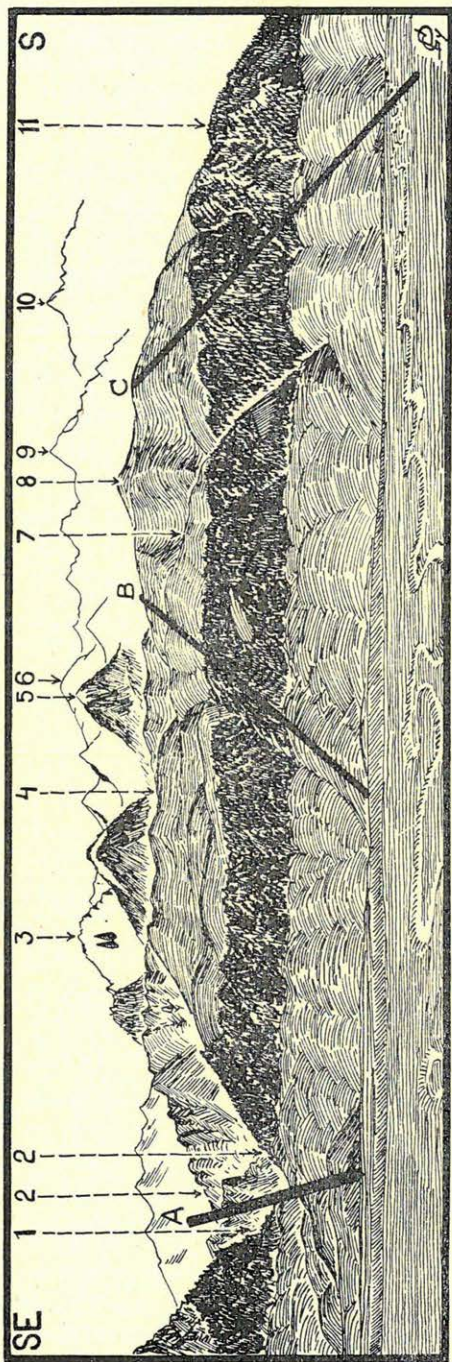


Abb. 17. Das Randgebirge des Tekes-Beckens zwischen dem Agias und Aksu unweit der Stelle, wo der gewundene Tschekirte in den Aksu fließt (1720 m). Am Meanderrand der Tschekirtebene pliozäne Hügel. 1. Aringamir-Tal 2.—2. Agiastal. 3. Berg der Zwillingfelsen. 4. Temirgenbulak Spitze im Temirgental, davor der Engpaß des Tschedschinbulak. 6. Grat, der das Kaimbulak-Tal begrenzt. 7. Tschekirte-Baschi. 8. Der Aussichtspunkt der Abb. 18 (5260 m). 9. Eine Alpe des Aksu-Baschi, auf der Abb. 18 in der Richtung S. 10. Gipfel über 5000 m im Aksu-Baschi. (5. auf Abb. 18). 11 = Aksu-tal. A-B-C = Lage der Profile der Abb. 19.

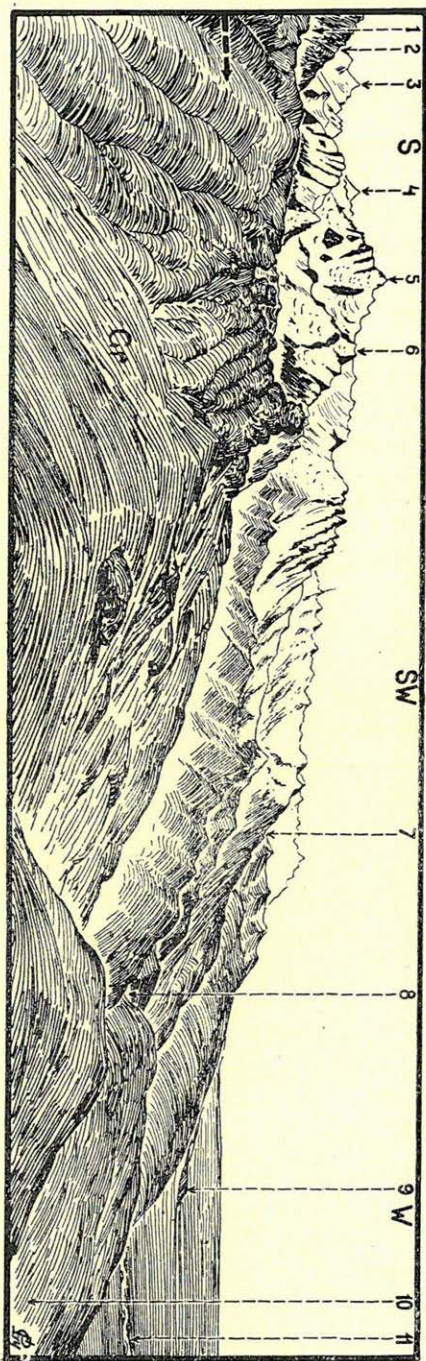


Abb. 18. Die Alpen des Aksu vom Grat des Tschedschinbulak gesehen (3260 m) 1. Das westliche Ende des Temirgen-Tau. 2. Fines der Täler des oberen Aksu. 5—5. Fünffausender zwischen des Gletschern des Aksu. 6. Mittelspitze des Aksu. 7. Wasserscheide zw. Aksu u. Tschong-Musart. 8. Engpaß des Aksu Gebirgsrandes. 9. Große Schutthalden d. Tschong-Musart, am Rande des Tekes-Beckens. 10. Tschekirte-baschi. 11. Lauf d. Aksu.

tige Erhebung und gleichzeitig in der des Tekesbeckens ein Spiegelbild derselben, eine mächtige Senkung eingetreten ist.

Hier muß ich erwähnen, daß die Darstellung des auf den 81° ö. L. liegenden „Dschailou-Syrt“ (der Name ist eine unverständliche Zusammensetzung, nachdem sowohl Dscheilö als auch Srt gleichermaßen Alpenwiese bedeutet, mit formalem Unterschied) nicht getreu ist, was der auf meiner angeführten Skizze zwischen 160—170° befindliche Abschnitt beweist. Die Karten MERZBACHERS sind im allgemeinen viel zu arm an Topographie und können dem Werte nach mit den wahrhaft prächtigen Beobachtungen seiner Begleiter KEIDEL, LEUCHS und GRÖBER keinesfalls verglichen werden.

Die auf meiner Skizze sichtbaren prächtigen Sechstausender, die von 13 bis zum Kantengri eine fast geschlossene Reihe bildenden Bergriesen, verdanken ihre Höhe und herrliche Gestalt wahrscheinlich einer mächtigen Antiklinale der neogenen Erhebung. Die hier entspringenden Flüsse, der Aksu, Agias und die beiden Musart haben auch den erwähnten penepainen Streifen des Khalik-Tau zerrissen, was auf der Skizze stark in die Augen fällt. Auch der Aksu durchschneidet den Streifen, aber nicht so, wie es die Karte MERZBACHERS zeigt, da der Aksu ein großer Fluß ist, dessen Wasser aus den Eismassen der Sechstausender genährt wird.

Die Tektonik des nördlichen penepainen Streifens des Khalik-Tau führe ich hier in drei Profilen vor (Abb. 19.). Die Lage der drei Profile ist auf Abb. 17. durch starke Linien angezeigt. Das Hauptprofil „A“ erschloß die älteste Gesteinsgruppe des Grundgebirges, die in den mächtigen Granitmassen fast erstickenden Schiefer. Dies ist ein stark zerbrochenes und zusammengepreßtes Massiv, daß die Struktur des durch KEIDEL skizzierten „Inneren Massivs“ zeigt. Die Achse seiner Faltungen und inneren Verwerfungen verläuft auffallend in W-O Richtung. Auf dieser älteren Gesteinsgruppe lag mit einer starken Winkelabweichung eine Kalksteinschichtserie, die durch ihre Frische und Wohlerhaltenheit von den älteren metamorphen Ablagerungen absticht und zum Teil auch dadurch auffällt, daß sie Einschlüsse aus der älteren Schichtengruppe, hauptsächlich aus dem Biotitgranit, enthält. Im Hauptprofil „A“ traf ich neben der Mündung der Flüsse Aringamir und Temirgen sowie im Temirgental in einer Länge von 15 km auf Ausbisse der silbergrauen (No. 88.) und schwärzlichgrauen (No. 78.) dünnblättrigen, durchwegs anstehenden eingepreßten Schiefer und sandigen Kalksteinschiefer. Stellenweise traf ich ge-

zackte Felsen dieser Gesteine an. Sie scheinen voll von feinen, aus dem Granit stammenden krystallinen Körnchen zu sein. Auf dem Granit von Simtasch liegt der kalkspataderige dunkelgraue bankige Kalkstein in schönen Tafeln. Aus ihm sind von ziemlich vielen Orten unterkarbonische Fossilien bekannt. Diese Tafeln befinden sich nicht auf der Kuppe des Simtasch, sondern daneben, in der Verwerfung (Köte 1920) an der Oberfläche. Auch weiter gegen Osten sind die abgesondert und ruhig auf dem Granit liegenden Kalksteintafeln gut zu sehen.

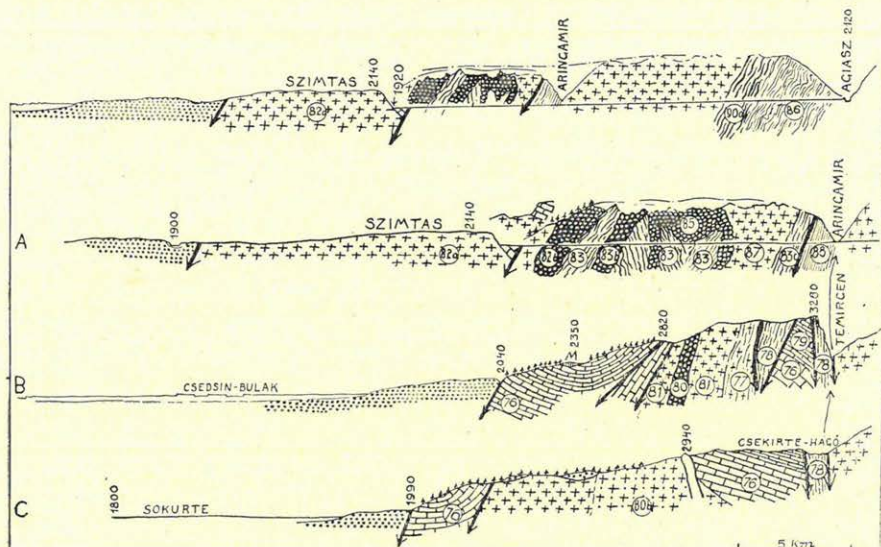


Abb. 19. Das Profil des unteren Abschnittes des Agiastales. Das erste Profil faßt vom Tekes-Becken bis zum Kongir-Bulak zusammen. M = Moräne. Der weiße Gang 2940 bezeichnet Marmor. Die Bäumchen bezeichnen den Fichtenkranz.

Auch auf dem Profil „B“ ist gut ersichtlich, daß sich die Tafelschollen der Gesteine 76., 78., 79. abgesondert den zusammengepreßten Massen der Gesteine 77., 80 und 81. gesellen. KEIDEL fand im Agiastal einen 100 m mächtigen Marmorgang. Ich fand einen solchen 12 km weiter weg, im Granulit des Tschekirte. Es steht also zweifellos fest, daß auf einem gefalteten präkarbonischen Grundgebirge ein Transgressions-Unterkarbon liegt. Zweifellos ist ferner auch, daß dieses Grundgebirge eine komplizierte innere Struktur besitzt. Seine Hauptmenge wird von vulkanischen Gesteinen, hauptsächlich Biotitgranit gebildet. Die Felsen des Biotitgranites sind auch auf der Abb. 18. zu sehen.

Die große Rumpffläche schliff die beiden Gesteinsgruppen in einer einheitlichen, aus Stücken zusammengeklebten und in ein Schollengebirge umgeformten Gestalt ab. Wie ich schon erwähnt habe, ist dieses Peneplain heute ein auf 6 km um 1200 m fallender Hang. Trotzdem die Vereisung der Burkhan-Zeit schöne kleine Mulden in die Oberfläche geschliffen hat und auch am unteren Teil der Kalksteintafeln tiefe Schluchten erodiert wurden, beherrscht das Peneplain doch das Bild. Auf ihm liegen nur Moränen und äußerst wenig anderer Schutt.

Auf dem Profil „C“ habe ich graue Schotterlinsen gefunden, die auch aus älteren Schuttkegeln stammen können.

5. Sieben Profile zwischen dem Kantengri- und dem Tekes-Becken.

Auf dem großen Panorama der Taf. V—VI. befindet sich zwischen den mit den Ziffern 26—35 bezeichneten Bergriesen und dem Tekes-Becken ein ungefähr 50 km breites Gebiet, das als Ganzes als Ur-Platte angesehen werden kann. Diese große von Graten, Bergspitzen und Hochebenen gebildete Ur-Platte senkt sich, nur von einigen, sich schollenartig erhebenden höheren Gebirgen unterbrochen, von 5000 m auf 3000 m. Die 5000—6800 m hohen Riesen der Kantengri-Gruppe sind selbst bloß aus dieser Scholle gemeisselte Vertreter der höchsten Scholle. Oberhalb des Muschetow-Gletschers befindet sich eine, südlich von 5000—5300 m hohen Spitzen gekrönte, bis zum Fuß in Eis gehüllte Bergkette, die den Nordrand der höchsten Scholle des Mittelmassives des Hohen Tianshan bildet. Diese Bergkette setzt sich ohne Unterbrechung gegen Osten fort, wo der mit 5640 m gemessene breite Buckel des Semenow-Berges, sowie die mit 6100—6300 m gemessenen Nicolai-Mihailowitsch-Spitzen folgen. So hervorragend der Semenowberg zu erkennen ist, so ungewiß ist es, welchen der östlichen Spitzen MERZBACHER nach diesem Großfürsten benannt hat.

Diese Bergkette ist eine Richtige Eiswand, die nicht nur auf den Lichtbildern MERZBACHER's und meinen Zeichnungen als solche erscheint, (besonders gut auf 4. Taf. II. Fig. 3.), sondern auch von den nördlichen Ebenen und Vorgebirgen als ununterbrochene Einheit sichtbar ist. Im Norden befindet sich mindestens 1000 m unterhalb eine Mulde, die wir als gemeinsame Firn-Sammelmulde der Gletscher Muschetow, Semenow, Karakol, Aschutör und Bajunkol bezeichnen können. MERZBACHER maß die Höhe zweier

Quergrate mit 4575 bzw. 4050 m. (Siehe Tafel II.). Das Gebiet, das auf der Kartenskizze der Tafel II. und den sieben Profilen der Abb. 20. erscheint, befindet sich zwischen den im vorigen Kapitel beschriebenen südlichen Randbrüchen der Tekes- und Karkara-Becken und der Linie des Muschetowgletschers.

Dieser 50 km breite und 120 km lange, gegen Osten aber noch weit reichende Berghang ist trotz seiner reichen Gliederung als solcher zu erkennen. In geografischem Sinne wird er im Westen von der großen Saridschaser Quermulde des Tienschan begrenzt. Diese Quermulde teilt den ganzen Tienschan in zwei Teile. Von ihr wird noch später die Rede sein. Hier mag nur erwähnt sein, daß auch die russischen Kartografen die große tektonische Bedeutung dieser Mulde nicht erkannt haben, weshalb sie sich die Bergkette des Terskej-Alatau — ebenso wie auch noch MERZBACHER — bis zur Kantengrigruppe reichend dachten. Auf der Karte von FRIEDERICHSEN (22) erscheint die Saridschas-Mulde zum ersten mal ihrer Bedeutung gemäß richtig dargestellt, d. h. daß das Terskej-Alatau durch die zwischen dem Kokdscher und dem Saridschas gelegenen Srt-Hochebenen begrenzt wird, obwohl FRIEDERICHSEN damals noch nicht wußte, was ich erst vier Jahre später feststellen konnte, daß sich der tiefste Punkt der Quermulde nicht auf dem mit 3700 m gemessenen Mintör-Srt, sondern 20 km westlich davon befindet. Hier am Törujuk-Srt beträgt nämlich die Höhe des Beckens bloß 3550 m. Diese tiefe und ebene Einsattelung am Ostende des Terskej-Alatau blieb hauptsächlich deswegen verborgen, weil sie trotz aller Bequemlichkeit bloß in eine Sackgasse, die Saridschas-Engpässe führt. Wenn in die Saridschas-Engpässe ein Weg gesprengt würde, wäre das der beste Weg aus Dschungarien nach Ostturkestan. Jedenfalls verliert das Terskej-Alatau östlich des Türgen-Aksu seinen Hochalpencharakter. Von hier ab befindet sich die Wasserscheide des Tarim auf einer breiten Srt-Hochebene. Diese Srte sind sowohl im Westen unter dem Türgen-Aksu als auch im Osten unter den Hochalpen des Aschutör, also 50 km voneinander entfernt, 5800 m hoch und fallen gegen den Törujuk zu gleichmäßig ab. Es ist offensichtlich, daß diese Srte Überreste einer großen Rumpffläche sind.

Das Bergland, dessen Struktur ich auf den sieben Profilen der Abb. 20. vorzuführen wünsche, ist zur Gänze aus einem Grundmaterial aufgebaut, in dem die Tienschaner Schiefergruppe, sowie die größeren und älteren, diese durchbrechenden und an Ausdehnung obige bei weitem übertreffenden Granitmassen die Hauptrolle spielen. Wenn wir diese Grundmasse auf den sieben

Profilen der Reihe nach betrachten, können wir feststellen, daß die Schichtengruppe der Schiefer mit den auf sie gelagerten unterkarbonischen Kalksteinschichten zwischen den großen, älteren Granitmassen stark gefaltet sind. Das Grundgebirge besteht auf dem Gebiet der sieben Profile aus drei voneinander wesentlich verschiedenen Aussehen zeigenden Teilen. Der eine befindet sich

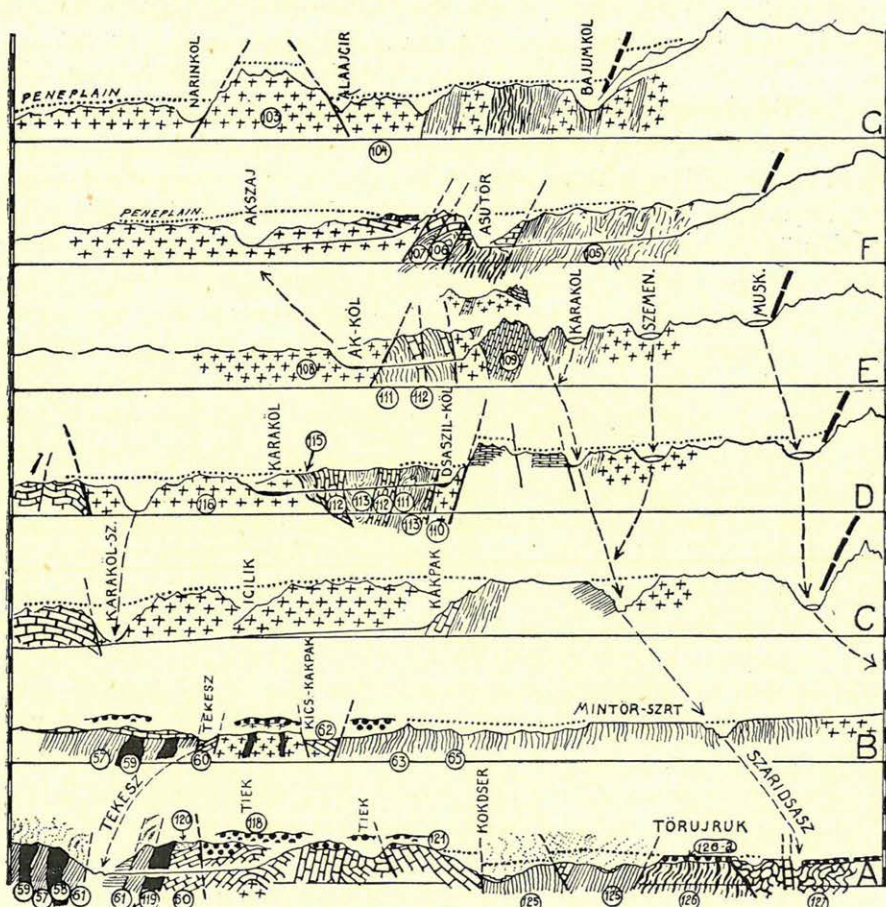


Abb. 20. Sieben Profile des vom Kantengri gegen Norden abfallenden Berglandes. Jede horizontale Linie bedeutet 2500 m, jedes Intervall der seitlichen Meßleisten bedeutet 500 m.

südlich der Achse des Saridschas Flusses. Dies ist ein W-O-lich streichendes sehr stark gefaltetes, von jüngerem, karbonischen Granit durchzogenes Schiefer-Faltenbündel. Diesen Teil erschloß das sich auf jede Kleinigkeit ausdehnende Bajumköl-Profil von KEIDEL zuerst. Diesem ganz ähnlich ist das Bild, das mein Profil

des oberen Aschutör-Abschnittes bietet. Die Karte FRIEDERICHSENS zeigt im Adyr-Tör Bergland und in der Aschu-Tör-Kette das Aussehen dieses Gürtels richtig. Er entstand aus der im Mesozoikum stattgefundenen peneplainen Abtragung der durch das Eindringen mächtiger Granitmassen in präkarbonische Sedimentgesteine und damit verbundene Pressung, Umkristallisation der entstandenen W-O-lich streichenden Faltenbündel. Mit dem Beginn des Karbon ist die Faltung als beendet zu betrachten. Der mit den in der Masse befindlichen umkrystallisierten Sedimenten (im Aschu-Tör hauptsächlich Serizitfillit und Epidotschiefer mit Aktinolit) zumindest gleichwertige Granit bildet hier eine nackte Hochebene. Hier fehlen die Schichten der unterkarbonischen Transgression, die auch auf dem Landschaftsbild der Nordseite des Aschutör und Saridschas auffallend sichtbar sind und dünn oder dickbankige, frische und unversehrte Kalksteintafeln bilden. Kleinere Überreste dieser Tafeln werden sicher auch hier noch entdeckt werden. Vorderhand müssen wir jedenfalls sagen, daß die viertausend Meter hohe Firnfläche, auf der zum Großteil kaum bewegter Plattenfirn liegt, eine Rumpffläche ist, die durch eine bis zu der präkarbonischen Faltung hinabreichende Abscherung entstanden ist.

Der zweite Teil wird durch eine im unteren Abschnitt des Bajumkol und seiner östlichen Nachbarschaft liegende ununterbrochene Granitplatte gebildet. Dieses in N-S-Richtung 22, in O-W-licher Richtung 32 km messende präkarbonische Massiv ist am richtigsten als *Narinkol-Massiv* zu bezeichnen. Nach unseren bisherigen Kenntnissen wird die Masse des Biotitgranites hier durch nichts unterbrochen. Die auf das Massiv gelangten jüngeren Gesteine sind allem Anschein nach vollkommen abgetragen worden. Das Massiv hat auf seine Umgebung einen mächtigen Druck ausgeübt, nachdem es sowohl im S, im Aschutör-Tal, als auch im W, im Akköl-Aksai-Tal, wo es von schuppenartig angehäuftten Falten begrenzt wird, selbst auch stark metamorfisiert ist. Am heutigen Südrand des Narinkol-Massivs befinden sich 4200—4500 m hohe, selbstverständlich vereiste Bergspitzen. Einige sind steile Pyramiden, wie die Toraigir-Pyramide auf dem zwischen den Pässen Alaaigir und Toraigir (5770 m) befindlichem Grat. (Ihr Bild ist auf 4. Taf. I. Abb. 2. unter den Buchstaben SE und auf der Karte unserer Tafel II. als 4400 m hoher Punkt des russisch-chinesischen Grenzgrates zu sehen). Die meisten erheben sich aber kaum aus dem aus der Rumpffläche gemeisselten Grat, wie die auf der erwähnten Abbildung mit S und auf der Karte mit

4500 m bezeichnete Alaigir-Pyramide. In großer Entfernung verschmilzt das Bild des Narinkol-Massivs heute noch mit den Linien der Urrumpffläche. Hieraus mag auch der bekannte Irrtum MERZBACHERS entstanden sein, daß er nämlich die bedeutende Höhe und das Vorhandensein der ebenfalls bedeutenden Gletscher der südlichen Randgebirge des Narinkol-Massivs nicht glauben wollte.

Die Rumpffläche des Narinkolmassivs verschmilzt mit der gleichen Rumpffläche der benachbarten Adirtör-Faltung. Eben infolge seiner bedeutenden Höhe wurden sowohl die Ablagerungen der karbonischen Transgression als auch die gelbroten Hanhaischotter, mit Ausnahme bis heute noch nicht entdeckter Spuren, ganz abgetragen. Das früher angezogene Bild beweist mit der Gestalt des Alaigir-Tales, daß die Überreste der mesozoischen, ja paleogenen Rumpffläche auf hohen Bergschultern über den tief erodierten jüngeren Täler und Gräben sitzen. Nicht selten schützt und bedeckt eine Firntafel einzelne Überreste dieser Hochplateaureste. Über andere erstreckt sich ein sich langsam bewogender Fladen-Gletscher. Tiefer, am alten Talgrund befinden sich kleine Seen. Es befinden sich also hier in der Höhe, wo die regressive Erosion noch nicht bis zum Grat gelangt ist, ebenso flache Kuppen und Bergschultern wie in den Siebenbürger Alpen. Der Grat selbst wird wohl auch hier felsig sein, doch befinden sich unter ihm zahlreiche, stellenweise kilometerlange Hochebenen. Es ist bloß wegen der tief eingeschnittenen Schluchten nicht möglich überall entlang dieser Linie unterhalb des Gebirgskammes der Viertausender zu reiten. Auf der Tafel II. ist die Karte der Granitberge des Narinkolmassivs zu sehen. Sie ist eine etwas genauere Ausführung einer meiner älteren Zeichnungen. Die aus der Verwitterung des Biotitgranits stammenden säulenartigen Prismen- und Pyramidenberge sind ebenso charakteristisch, wie die gleiche Höhe der Bergspitzen, die Überreste des urtümlichen Talgrundes, sowie schließlich das durch die pleistozäne Vereisung zustandegewordene Talbild.

Am Nordrand des Narinkolmassivs schließt und schmiegt sich eine der am Südrand befindlichen ähnliche Karbonfaltung an das Massiv. Im unteren Abschnitt des Narinkoltales befindet sich bei der Mündung des Kajtschibulak (2200 m) schwarzer Amphibolschiefer (No. 70.), der W-O-lich streichende Faltung mit einem Fall von 40—50° Süd aufweist und in Granodiorit gebettet ist. 15 km östlich von hier fand LEUCHS zwischen den Tälern Ürtentö und Muzart von Melaphyr durchbrochene Gneis- und Glimmerschiefer-

faltung in ähnlicher Lage. Diese Faltung konnte ich westlich des Narinkoltales ganz bis zum Tekes verfolgen. Hier verraten die dem untersten Karbon angehörenden Kalkschiefer auch das Alter der Faltung. Diese ist nämlich in der Mitte des unteren Karbon vor sich gegangen. In der Tektonik herrschen hier am Nordrand schon überall die Bruchlinien des Tekesbeckens vor. Die Überreste der vorerwähnten Amphibolschieferfaltung wird im Narinkoltal durch einen mächtigen Amphiboldiabasporphyritgang vom Narinkolmassiv getrennt. Dieser Gang war schon der Begleiter der postkarbonischen Senkung.

Es ist zweifellos, daß auch die Rumpffläche des Narinkolmassivs gegen Norden zu einheitlich gekippt ist und in Verbindung damit vielleicht auch gebogen wurde. Der heute auf eine Entfernung von 22 km 1500 m betragende Höhenunterschied zwischen dem S und N-Rand ist nicht die Folge der Ausgestaltung eines peneplain Hanges. Die engste Fortsetzung der auffallend stark geneigten Rumpffläche ist am Panorama der Abb. 17. als ähnliche Oberfläche gegen O zu sehen. Wir müssen in ihm also eine für den ganzen Mittleren Tienschan charakteristische Eigentümlichkeit erblicken. Vom Agias bis hierher erstreckt sich eine Oberfläche, die, wie wir sahen an der Nordseite des Tekesbeckens im Kuldschaer Nanshan seine Ergänzung findet. Aus dem starken Anstieg der Rumpffläche gegen Süden zu müssen wir auf eine mächtige epirogene Hebung oder Aufwölbung des Hohen Tienschan schließen, was im Gebiet des Narinkolmassivs eine einseitige Hebung des Südrandes um mindestens 1000 m mehr bedeutete. Auch hier muß ich das gänzliche Fehlen der Hanhaischichten betonen.

Der dritte Teil des Gebietes der sieben Profile weicht wesentlich von den ersten beiden ab. Dieser dritte Teil besitzt eine sehr starke Bruchstruktur, ist mehr zertrümmert und eingesunken. Deshalb ist er auch niedriger, zerklüfteter, tektonisch gegliederter. Vor allem muß ich erwähnen, daß dieser dritte Teil, den ich *Mintör-Schollengebiet* nennen würde, vom Narinkolmassiv durch eine eigenartige, N-S-lich oder doch nicht wesentlich davon abweichend streichenden Bruchzone getrennt wird. Solche senkrecht auf die orographische Hauptachse des Tienschan stehende Störungen wiederholen sich von hier nach W mehrmals. Derartige tektonische Elemente, die einmal in der Form starrer Linien, ein andermal als starke Flexuren, eventuell (ich sah nichts derartiges) als Faltung durch seitlichem Druck erscheinenden Antlitz-Linien stellte sich GRÖBER (25. S. 60.) als tertiäre Faltungen vor. Indem ich zu weit führende Erörterungen an dieser Stelle vermeide, halte

ich es für nötig, hier auf diese meine Beobachtung zu verweisen, nach welcher das Zusammenbacken des Mintör-Schollengebietes aus kleineren Bergbrocken ganz auffallend ist. Das oberste, mit „G“ bezeichnete Profil zeigt, daß ich den bis 4500 m hohen Granitblock der zwischen dem Narinkol und Alajgir befindlichen Felsalpen, in den sich die Zungen der Gletscher nur wenig eingeschnitten haben, als eine von Brüchen umgrenzte, stehen gebliebene oder gehobene Scholle betrachte. Dieser narinkoler Bergrücken ähnelt den hinter dem Dschasil-Köl befindlichen Alpen insofern, als auch diese einer mächtigen Felsenburg ähneln, die sich aus der großen Rumpffläche erhebt. Auch seine Höhe mag ebenso um 4500 m herum liegen, vielleicht beträgt sie sogar um einiges mehr. Die Scholle der Alpen von Dschasil-Köl besteht indessen nicht aus reinem Granit. Neben diesem befinden sich an der Südseite (auf der Seite der aus dem Aschutör in das Saridschas führenden Täler), sowie am Ostflügel (in dem aus dem Aschutör ins Akköl-Aksai führenden Tal) stark zusammengepreßte schuppig anstehende präkarbonische Schieferbündel.

An dieser sehr hohen, weithin sichtbaren, mit Firn überdeckten Gebirgsgruppe ist noch viel auffälliger als bei den Narinkoler Alpen zu beobachten, daß das gefaltete Grundgebirge durch Bruchstruktur aus der Umgebung hervortrat. Mögen die 4500 m hohen Spitzen noch so majestätisch auf uns herabblicken, so sind sie doch allesamt aus einer einheitlichen, ungefähr 12 km langen und 5 km breiten Scholle gemeißelt. Noch dazu ist dies eine echte Scholle, nachdem die früher angedeutete, aus Granit und Schiefer bestehende Faltung von fast horizontalen Kalksteinschichten bedeckt ist. Es ist kaum daran zu zweifeln, daß diese Decke ein in den allerersten Horizont des Unterkarbon eingereihter Transgressionskalkstein ist, bzw. die unterste Schichtengruppe der in diesen Zeitraum zu versetzenden Transgressionssedimente, die, besonders im fernerer Süden schon reine oberkarbonische Schichten sind, vertritt. Die auch auf meinen Zeichnungen auffallenden ruhig liegenden Tafeln der oberkarbonischen Schichten bezeichnen die Zeitgrenze des Faltungsorogens. Selbstredend können wir keinen Augenblick daran zweifeln, daß diese Bergriesen nicht alte Überreste der Kalksteintafel sind, das heißt, daß sich die Tafel in der Spaltung in Klippen und Felsen noch ganz frisch zeigt. Sie konnte auch nicht früher als unmittelbar vor dem Pleistozän, frühestens in der Mitte des Neogen in diese Höhe gelangt sein.

Das Mintör-Schollengebiet besitzt nur ein derartiges Hochalpenstück. Doch zeigen seine niederen Schollen gegenüber der

Einheitlichkeit des Narinkolmassivs ein recht buntes Bild. Während das Narinkolmassiv anscheinend aus einer einheitlichen Masse von Biotitgranit besteht, ist der gleiche Granit in dem Mintör-Schollengebiet in kleinere Stücke zerbrochen. Er ist im Karaköl-Tal kaum 5 km breit, westlich daneben, im Profil des Kakpak-Tales ist er 12 km breit, im Tekes-Baschi verbreitert er sich abermals auf 10 km, während er in der Linie des Tiek-Tales kaum an die Oberfläche tritt. Das Profil von KEIDEL zeigt, daß sich im nächsten Profil des Kokdscher-Tales zwei, durch eine 4 km breite Schieferfalte getrennte Granitmassen befinden. Eine kleinere nördliche, die der Höhe des Tekes-Baschi entspricht und eine südliche, die wesentlich ausgedehnter ist als die erstere. Die beiden werden voneinander durch unterkarbonische Faltungen getrennt, die in einem ungefähr 5 km breiten Streifen an der Oberfläche in Erscheinung tritt.

Das Mintör-Gebiet besteht aus vielen kleinen Schollen die durch Brüche voneinander getrennt werden. Die Brüche haben eine fast gitterartige Struktur verursacht. Die dazwischenliegenden Schollen ähneln den verschieden gefärbten Feldern des Schachbrettes. Ihre Buntheit kann nur eine Folge der senkrecht zueinander erfolgten Verschiebung der einzelnen Schollen, noch vor der Ausgestaltung der Rumpffläche, oder danach sein. Die Entscheidung dessen, ob das Alter der Bruchlinien und Verlagerungen ans Ende des Paläozoikums oder in die Zeit des Einsinkens des Issik-Kul und des Tekes-Beckens, ins Neogen, zu versetzen sei, kann nur auf Grund von späteren eingehenderen Forschungen entschieden werden. Das die mit den obersten unterkarbonischen Schichten beginnende Transgression schon eine zerbrochene Rumpffläche antraf, ist zweifellos. Die Tafeln der Transgression wurden neuerdings von starken Brüchen betroffen. Ebenso befinden sich auch in der Rumpffläche starke tektonische Stufen. Daß die Hanhaischichten von starken Brüchen betroffen wurden ist ganz klar. Hier können wir nichts anderes tun, als auf die Verschiedenheit und Vielartigkeit der Schollen verweisen.

Die einzelnen Schollen sind auch auf den Profilen „A—F“ der Abb. 20. zu erkennen. In der nördlichen Nachbarschaft der auch heute vereisten hohen Scholle des Dschasil-Köl befindet sich eine in unterkarbonische Faltung eingepreßte Schieferscholle. Richtiger eigentlich zwei Schollen, weil die unter die Gletscher des Akköl-Tör reichende Schieferscholle von der ähnlich aufgebauten Karaköl-Scholle durch eine Granitwand getrennt wird, in die ich nur ganz wenig schieferigen Kalkstein eingefaltet sah. Aus dem

Profil „D“ gewinnen wir eine blasse Vorstellung über die Struktur des zwischen dem Karaköl und den Dschasil-Köl befindlichen Faltenbündels. Auch auf der zwischen dem Karaköl und Akköl gelegenen Linie befindet sich eine Bruchstufe. Davor liegt gegen Norden zu eine große Granitscholle, die 10 km breit ist. In nördlicher Richtung, folgt die Scholle den gefalteten Karbonkalken von Kaitschibulak, die durch die Kartenskizze Abb. 10. dargestellt sind.

Ein langer Abschnitt des Kakpak-Tales, beginnend von den an der Nordseite des Kakpak-Srt befindlichen großen Zirkustälern bis zur Mündung des Karaköl-Sai, befindet sich auf einer einzigen massiven Granitscholle (Siehe Profil „C“ und „D“). Das abwechslungsreiche Bild des das Kakpak-Tal im Norden begrenzenden Bergrückens verrät, daß wir hier abermals eine N-S-lich verlaufende Bruchlinie vermuten können, was durch die auf der anderen Seite, der des Tekes-Baschi, ausgeführten Beobachtungen nur bestätigt wird. Um den Kubergenti-Paß stößt ein in vertikale Lage gefaltetes Schichtenbündel von unterkarbonischem Kalkstein (No. 62.), chlorithältigem Sandsteinschiefer (No. 63.), kalkigem Sand-schiefer (No. 64.) und eisenhaltigem Sandsteinschiefer (No. 65.) in W-O-lichem Streichen an die Granitscholle von Kakpak. Im Kakpak-Baschi konnte ich auch beobachten, daß die, die große Granitscholle von Kakpak bedeckende jüngere Transgressionstafel (oberstes Unterkarbon), von dieser Faltung durch eine Bruchlinie abgegrenzt ist. Am Bergrücken liegt hier in einer Höhe von 5500—3700 m eine breite, mächtige Hainhaitafel.

Westlich der eben erwähnten Bruchlinie befindet sich das abwechslungsreichste, weil am meisten zerstückelte Gebiet. Hier besitzen die Schollen eine viel geringere Ausdehnung. In der Mitte befindet sich die Granitscholle des Tekes-Baschi. Die westliche Grenze dieses Gebietes wird durch die auf der Abb. 21. befindlichen Kartenskizze sichtbare und vom Punkt 2725 gegen Westen verlaufende Bruchlinie gebildet. Die Südgrenze befindet sich an der Nordseite des Kubergenti-Passes. Auch die Ostgrenze fällt ziemlich ins Auge, indem sie auf dem zwischen den Tälern Kakpak und Kitschine-Kakpak befindlichen Bergkamm verläuft. Die Nordgrenze ist offenbar auf der von dem schon erwähnten Punkt 2725 m des Tekestales bis zur Mündung des Karaköl-Sai gezogenen Linie zu suchen.

Die Scholle des Tekes-Baschi ist schon kein so einheitliches Granitschild, wie die Narinkolscholle. Sie ist in kleine Stücke zerbrochen. Bedeutende Porphyritergüsse lassen darauf schließen,

daß die Zerstückelung nach dem Karbon stattgefunden hat, nachdem die Ausbrüche der Granodiorite, Melafire, Porphyre, und Porphyrite auch die oberkarbonischen Transgressionschichten durchdrungen haben. Hier im Tekes-Baschi habe ich es zwar nicht beobachtet wie diese Orotektonik mit dem großen Peneplain verbunden ist, doch scheint es auf Grund der im weiteren Nordosten, im Kuldshaer Nanschan gesammelten Erfahrungen gerechtfertigt anzunehmen, daß diese Zerstückelung und die vulkanische Tätigkeit viel jünger ist als das Karbon und jünger als die Ausbildung

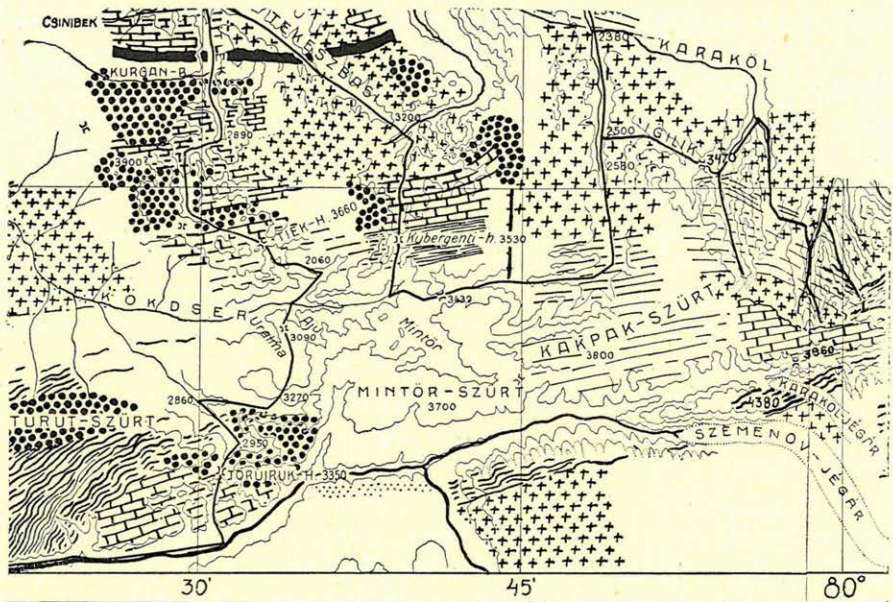


Abb. 21

des großen Peneplain. Hierauf deutet die verhältnismäßige Unversehrtheit der Rumpfflächen der im Süden benachbarten großen Srte dort, wo die von Porphyritausbrüchen begleiteten Brüche fehlen. In der Tekes-Baschi-Scholle gelangten Stücke der Transgressions-Kalksteintafeln des mittleren Karbon beim Zerbrechen in die entstandenen Klüfte, wie das Profil „B“ der Abb. 20. mit dem Graben Kitschine-Kakpak zeigt. Dort sind sie auch zusammengedrückt worden. GRÖBER hat auch mit Berufung auf meine vorläufigen Mitteilungen angenommen, daß im ganzen Tienschan auch tertiäre Faltungen voraussetzen seien. Hier will ich nun betonen, daß die jetzt erwähnte Tektonik auf starke Bruch-

struktur deutet. Auch die Gitterstruktur ist in erster Linie eine Folge der den Längs- also Karbonfalten folgenden und der quer dazu verlaufenden starren Brüche. Auch die Porphyrite traten aus diesen Brüchen aus, ebenso wie auch die mittelkarbonischen Tafeln in diese Brüche einsanken, wo sie zwischen den harten Granitstücken zerquetscht und gefaltet wurden. Das Alter dieser Orottektonik ist zwar ungewiß, doch ist sie gewiß nicht jungtertiär, sondern älter. Die Scholle des Tekes-Baschi wurde nämlich danach abermals zum Gebirge, ja sie wurde sogar stark abgetragen. Sie wurde abgetragen, bevor sich noch die Hanhai-Sandsteine, Arkosen und Konglomerate, die die umliegenden über 3300 m hohen Berg Rücken in weithin sichtbaren horizontalen Schichten aufbauen, aus denen die meisten und schönsten Grate, Klippen und Spitzen gemeißelt sind, auf dieses zweite Peneplain ablagern konnte. Die jungtertiäre große epirogene Erhebung hat an der Oberfläche des Tekes-Baschi verhältnismäßig nur sehr wenig geändert, nachdem, abgesehen von den zersprungenen Hanhaischichten der hochebenenartige Rumpfflächencharakter auch heute noch stark zur Geltung kommt. Dann hat wohl auch die pleistozäne Vereisung zerstört, da sie die schon beschriebenen muldenartigen Täler, im Kitschine-Kakpak jedoch tiefe Schluchten erodierte. Trotzdem blieb der Rumpfflächencharakter vorherrschend.

Südlich der Scholle des Tekes-Baschi befindet sich unmittelbar daneben das große Srt, die große Hochebene. Die postkarbonische Rumpffläche ist nirgends besser erhalten als eben hier. Zwei Skizzen (Lit. 16. Fig. 37. u. S. 37.) und die Profile der „A“ und „B“ der Abb. 20. beweisen diese Behauptung. Die große Hochebene besteht aus breiten, fast wagrechten Plateaus und sehr milden Wannen. Im Osten reicht sie bis unter die Felsalpen der Scholle des Dschasilköl. Hier reicht ihr Rand ungefähr bis zu 3800 m hinan. Dies ist das Kakpak-Srt ALMÁSYS, das an 5 km lang sein mag. Im Pleistozän war es von Tafeleis bedeckt, dessen herunterhengende Zungen tiefe Rinnen, Zirkusse in dessen Seite gegraben haben. Dieses Srt, das übrigens eine mittelkarbonische Transgressionstafel zu sein scheint, ist von einem ziemlich steilen, ungefähr 200 m hohen Denudationsrand umgrenzt. Unter dem Rand befinden sich die Pässe Kakpak (3665 m, nach MERZBACHER 3680 m) und Kaschkatör (nach MERZBACHER 3600 m). 2,5 km nordwestlich des Kakpak-Passes habe ich einen anderen Paß des Srt mit 3480 m gemessen. Den Kubergenti-Paß noch weiter mit 3530 m. Westlich des Kaschkatör-Passes erstreckt sich das Srt noch 10 km weit und steigt langsam bis 3700 m an. Hier befindet sich ein 2—3 km² großer tischartiger

Bergücken, der möglicherweise ebenfalls ein Überbleibsel der Transgressionskalksteintafel ist. Dies ist das Mintör-Srt. (Über deren geologischen Aufbau kann sich nur die MERZBACHER Expedition äußern.).

Gegen Westen neigt sich die Rumpffläche tief herab. Westlich des 3800 m hohen Mintör-Srt erstrecken sich zwischen 3400—3500 m hohen Buckeln ungefähr 15 km weit 3300—3400 m hohe, breite Wannen. Dies ist das Törujuk-Srt. Den höchsten Punkt meines Überganges habe ich mit 3550 m gemessen. Ich erachte die Annahme, nach welcher diese flachen Kuppen der Rumpffläche von hier noch weit nach Westen reichen für begründet und berechtigt. Nicht nur in der Richtung des Berkut (5900 m), wie dies FRIEDERICHSEN gezeichnet hat, sondern auch in der Richtung der Hauptwasserscheide des Terskej-Alatau, bis in die Nähe des Türgen-Aksu-Passes (5900 m). Auf diesem 60 km langen Abschnitt fehlt also nicht nur die vereiste Bergkette der russischen Karten, der mit vereisten Spitzen gekrönte Grat des Terskej-Alatau, den alle hier vermuten, sondern es befindet sich auch trotz der hohen Ziffern bloß eine sehr eintönige Rumpffläche an seiner Stelle. Denn im Norden überschritt ich die Talsohle des Kokdscher-Tales bei 2770 m, in Süden ist das Saridschas in der Mündung des Mintör 3040 m hoch.

Die Hauptfrage an dieser Stelle ist, ob diese zwar geringe, von der Seite des Mintör Srt bis zum Törujuk-Paß reichende 5% betragende Neigung der zweifellos gleichalten und gleichzeitig entstandenen peneplainen Oberfläche zu den Erscheinungen der GRÖBERSchen tertiären Gitterfaltungen gehört, oder ob sie ein Folge der nach der epirogenen Erhebung eingetretenen, in der Eiszeit gesteigerten Abtragung ist?

Das *Grundgebirge des großen Srt* scheint in seiner ganzen Ausdehnung eine aus der unterkarbonischen Faltung herausgerissene Scholle zu sein. Sie ist eine Faltung von eisenhaltigem, chlorithaltigem Sandstein, Fillit, kalkigem Sandsteinschiefer, tonigem Quarzschiefer, des bekannten glänzend schwarzen, kalkspataderigen unterkarbonischen Kalksteines sowie des dickbankigen, Produktusschalen enthaltenden grauen Kalksteines. Unter dem Törujuk-Srt habe ich verwittertes Gneisgerölle gefunden. Also dieselben Gesteine, die KEIDEL 20 km weiter nach Osten im Kakpak-Kaschkatör-Profil gefunden hat. Hier am Törujuk-Srt habe ich nur den tektonischen Unterschied bemerkt, daß, während am KEIDELschen Profil der Produktuskalkstein mit seinem liegenden Transgressions-Quarzitkonglomerat horizontal auf den

senkrecht stehenden Schichtenköpfen der Schieferfaltung liegt, hier durchwegs die nackten Schieferköpfe aus dem Rasen herausstehen. Die Tafeln beider Arten des Karbonkalksteines sind entlang von Bruchlinien zwischen die Schiefer gesunken. Die Abtragung und die Ausgestaltung der Rumpffläche traf sie in dieser Lage. Der Saridschas-Graben selbst ist hier unter dem Mintör und Törujuk eine derartige tektonische Senkung, in der die karbonischen Kalksteinschichten sehr stark zusammengedrückt, ja lotrecht gestellt sind. (Siehe Profil „A“). Im übrigen bezeichnen am Törujuk-Srt, große rote, wenn auch schon fast ganz abgetragene Höcker der Rumpffläche die einstigen Hanhaischichten.

Das Aussehen des Mintör Srt. habe ich schon früher beschrieben (16. — Seite 37—39). Dieser Beschreibung schließt sich eine noch nicht mitgeteilte Skizze an (Abb. 25.), die den Zustand der

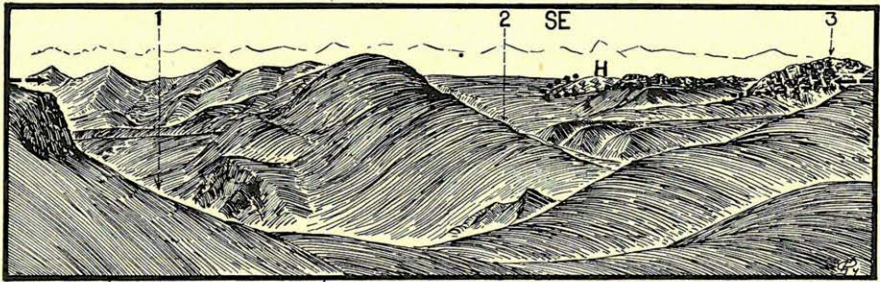


Abb. 25. Das Mintört-Srt vom Scheitel des Tick-Passes aus gesehen (3670 m). 1. Kokdscher-Tal, 2. Bett des Mintör-Baches. 3. Der südlichste Berg unter SSE der Fig. 5 auf Seite 139 der Mitt. a. d. Jahrb. K. Ung. Geol. A. Bd. XXV. Daher ist diese Abbildung die sich gegen Osten anschließende Fortsetzung der erwähnten Fig. 5. Sie ist bloß aus größerer Höhe gesehen. Ebenso wird das Mintör-Srt auch durch Fig. 4. Seite 137 des oben erwähnten Werkes dargestellt, doch befindet sich der Aussichtspunkt hier um 9 km weiter nach Osten verschoben.

Hanhaischichten im großen Peneplain ebenso deutlich zeigt, wie die Jugend der Erosionen des Peneplain. In der Eiszeit, als die ganze Saridschasgegend von Eis bedeckt war, war auch die große Rumpffläche in ihrer ganzen Breite von Eis bedeckt. Dieses Bild beweist, daß der Horizont der Rumpffläche nicht lange vor der Eiszeit in diese beträchtliche Höhe gelangt ist, finden wir doch die Spuren der präglazialen Erosion an ihr bloß in solchen 200—300 m langen Tälern, die wir heute nur mehr in den Knicken der heutigen sehr breiten, durch die Gletscherströme verbreiterten Tälern rekonstruieren können. Die auf dem Bild sichtbaren juvenileren Land-

schaftsteile sind alle Bildungen der glazialen und der nachfolgenden Abtragung.

Nördlich der großen Srte und westlich der Scholle des früher beschriebenen Tekes-Baschi befindet sich die Kokdscher-Scholle, die aus dem Profil KEIDELS (durch das Kokdscher-Tal und den Sartdschol-Paß) sowie aus meinem Tiek-Profil (Abb. 21. „A“) bekannt ist. Diese beiden Profile weichen darin voneinander ab, daß das von KEIDEL an der Sohle des Kokdscher-Tales das Grundgebirge, meines jedoch die Tafeln der mittelkarbonischen Transgression, also das Hangende des ersteren, erschließt.

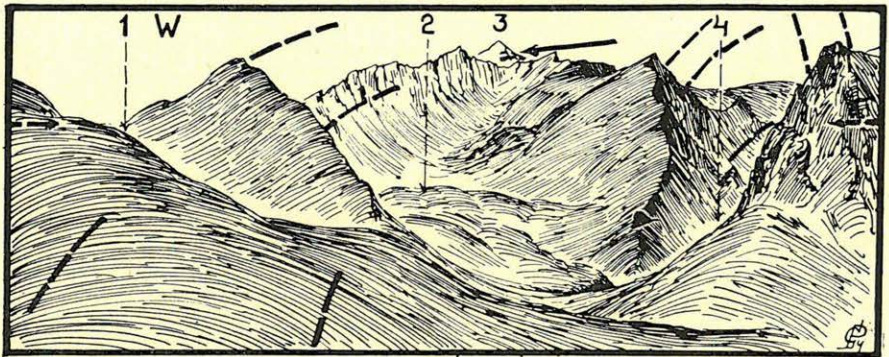


Abb. 24. Ein aus lotrecht gefalteten unterkarbonischem Kalkstein aufgebautes Gebirge vom Tiek-Paß aus gesehen (5660 m). 1. Paß gegen Kokdscher-Tal, 2. Moräne, 3. Tiek-Berg, mit horiz. Hanhai-Tafeln. 4. Nördliches Tiek-Tal.

Das Material und die Struktur des Grundgebirges im Kokdscher-Tal stimmt auffallend mit dem der früher beschriebenen Scholle des Tekes-Baschi überein. Ich muß also annehmen, daß das dazwischen liegende Stück im Gebiet des Tiek-Tales zwischen N-S-lich streichenden Verwerfungen in einer ungefähren Breite von 8—10 km eingestürzt ist. In die so entstandene Senke gelangten die Kalksteinschichten der Transgressionstafel, wo sie zerbrochen, zusammengedrückt und gefaltet wurden. Es ist indessen bezeichnend, daß die Schichten der Tafel überall W-O-liche Brüche und N-S-liche Drücke erlitten haben.

Die Tiek-Scholle ist überwiegend, wie dies aus dem Profil „A“ der Abb. 21. (Abschnitt vom Gesteinszeichen No. 120 bis zur Kokdscher Bruchlinie) hervorgeht, aus unterkarbonischen kalkspataderigem dunkelgrauem bankigen Kalkstein (No. 60.), tonigem

Kalkschiefer (No. 119 a.) und kalkigem Sandschiefer (No. 119.), deren Tafeln stark zertrümmert und in W-O-licher Richtung gefaltet sind, aufgebaut. Unter dem bankigen Kalkstein biß der vom Kalkstein bedeckte Granit nur an einer Stelle aus. Diese Stelle befindet sich in der Nähe der Kote 2890 an der Sohle des Tiektales. In der Nähe der Mündung des Tiektales befindet sich ein Porphyritausbruch. Dort lagerte sich auch Quarzporphyrituff über den Kalkstein.

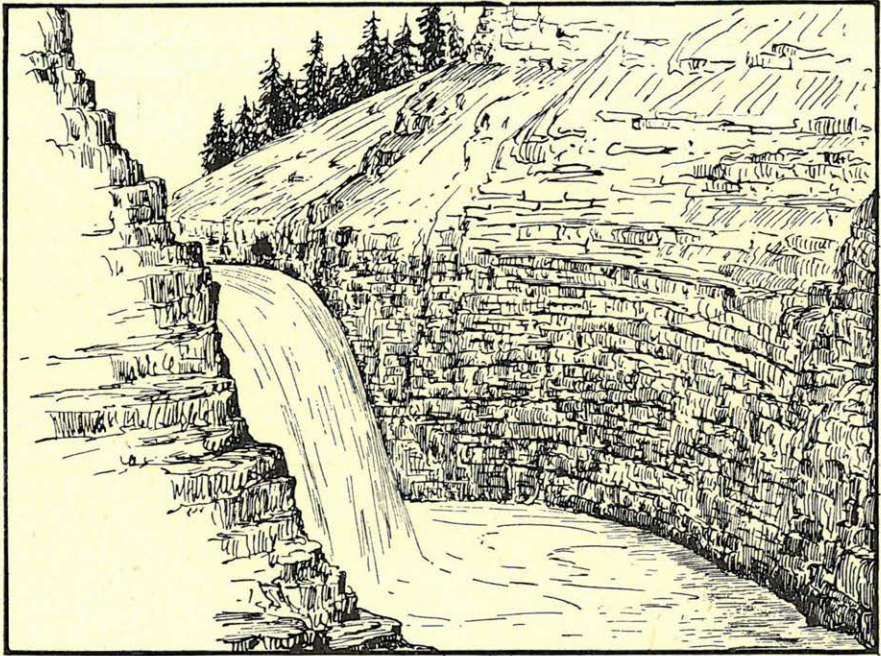


Abb. 25. Der Wasserfall des Tiek, 2600 m.

Die Tiek-Scholle ist ein richtiges Trümmerfeld. In meinem allerersten Bericht habe ich in einer kleinen Skizze [6.—IV. Seite 8.] auf eine schöne Synklinale des Karbonkalksteines verwiesen, in die sich der oberste Talabschnitt eingegraben hat. Von der Kote 2770 des Kokdscher bis zur Mündung des Tiek (2690 m), zieht sich in einer Breite von fast genau 20 km das Bergland der Kalksteinklippen hin, von denen keine über 3800 m hoch ist. Im Gegensatz zum benachbarten flachen Mintör-Srt ist dieses Bergland stark gegliedert, von Tälern und Gräben durchzogen, was eine logische Folge seiner Tektonik ist. So zerstückelt war es aber schon vor Entstehung der Hanhaischichten, nachdem die roten und rötlich-

gelben Arkosen, Sandsteine und Konglomerate ein stark zerstückeltes Kalksteingebirge mit unruhiger Oberfläche nicht nur zum Teil, sondern dieses Gebiet vollkommen begrabend bedeckt haben. Daher finden wir in den tiefen Gräben zwischen den Kalksteinschollen fast ruhig liegende Schichten. Derartige Hanhaischichten bedecken auch die Bergkruppen, so daß die Spitzen in Form von steilen Felsen aus ihnen gemeißelt sind. Nach der großen epirogenen Hebung traf die Abtragung hier nicht auf so große widerstandsfähige Schiefermassen wie am Mintör-Srt. Die Täler sind zwar auch hier nicht besonders tief, doch schaffen

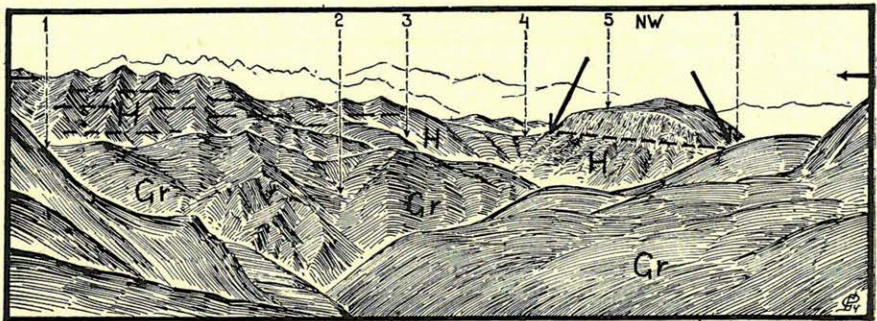


Abb. 26. Aussicht vom Igilik-Paß (5470 m) auf die Kakpak-Gegend. 1—1. Tschong-Kakpak-Tal. 2. Suru-Sai (Auf der Karte FRIEDERICHSENS „Dscholdisai“), 3. Kaschka-Su (Nach Angabe meiner Leute Tujuk-Sai), 4. Kaschka-Bel (No. 2. Auf Abb. 7. = 5070 m), 5. Kascha-Berg (No. 3 auf Abb. 7. = 5500 m hoch).

graue Kalksteinwände und rote Sandstein-Basteien zwischen den Schluchten ziemliche Buntheit und Abwechslung. Auch der Tiek-Bach stürzt, bevor er in den Tekes-Fluß mündet, in Form eines Wasserfalles von einer unterkarbonischen fast horizontal liegenden sandig-kalkigen Schieferplatte herab. Damit beginnt die stark vertiefte Schlucht des Tekes, die ich zweimal durchwanderte. (Abb. 25.)

Das Bild des unteren Abschnittes des Tiek-Tales zeigt nicht nur tiefe Erosion des Baches, sondern auch abwechslungsreiche Bruchtektonik. Auf der Fig. 21. der Abhandlung No. 4. sind nicht nur die Terrassen des Baches, sondern auch die Lage der verhältnismäßig wenig gestörten unterkarbonischen Schichten zu sehen. In der gleichen Abhandlung ist auf Tafel V. Fig. 25 die aus gelben Sandstein bestehende mächtige Pyramide des Tiekberges zu sehen. Daneben, auf Abb. 26. ist die Nordseite des Tschuvaltal-Gebirges dargestellt, bei dem die Dicke der obersten,

den Bergrücken bildenden horizontalen Hanhai-Schichten ebenfalls auffallend ist.

Nördlich der während oder nach Ablagerung der Hanhai-Schichten zerbrochenen Tiek-Scholle befindet sich eine wohlerhaltene, höher gehobene Scholle, die durch die Tekesschlucht in zwei Teile geteilt wird. Es ist nicht daran zu zweifeln, daß auch diese Schlucht einer N-S-lich verlaufenden Bruchlinie folgt, die ich auch auf Abb. 10 angedeutet habe. Diese Bruchlinie ist im übrigen bedeutungslos, da ihre Verwerfung nur zur Folge hatte, daß an der Westwand der Schlucht durchwegs die fast in Ruhelage befindlichen mittelkarbonischen Transgressionskalkstein-

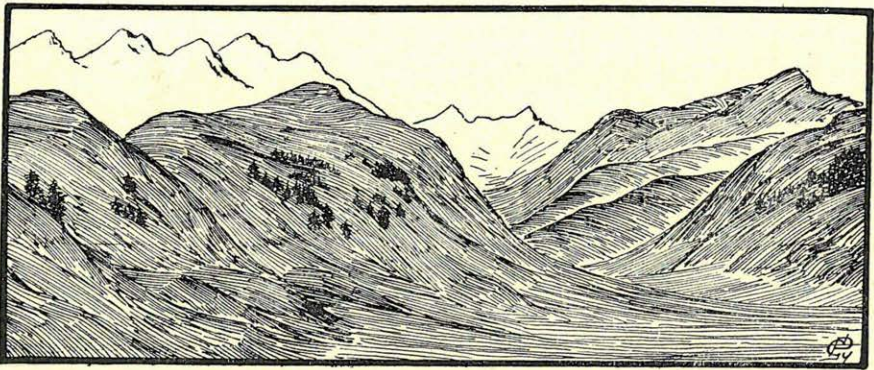


Abb. 27. Das Tüb-Tal von der Kote 2210 nach aufwärts (gegen S). Rechts führt der kleine Pfad durch den kleinen Tann auf den Kisil-Mojnok.

Schichten an der Oberfläche liegen, indessen diese Schichten an der Ostwand bloß aus der Höhe herabblicken, während unter ihnen die lotrecht stehenden Schichten eines im höchsten Maße zusammengepreßtes Gesteinspaketes zu Tage liegen. Weder die Schichtenfolge noch deren Identifizierung mit der KEIDEL'Schen Schichtenserie ist mir hier ganz klar. Südlich der Schlucht vorge-lagert befindet sich die Granitscholle des Tekes-Baschi. Nach einer verdeckten Grenze beginnt die Schlucht in einem stark nach Norden geneigten unterkarbonischen Crinoideenkalkstein (No. 61). Das Material dieses Gesteines wurde von VADÁSZ untersucht (14. Seite 89.). Auf dem Kalkstein No. 61. liegt Albitoligoklastuff (No. 58.). Die von der Felswand herabgefallenen Brocken stammen aus hellgelbem dickbankigen, etwas oolithhaltigen Kalksteinschichten. In der Schlucht folgt hierauf Quarzporphyrittuff (No. 59), auf dem schieferiger Plattenkalk (No. 60.) liegt, dessen Tafel fast genau nach Westen einfällt. Weiterhin, nach dieser offensichtlich einge-

sunkenen kleinen Scholle folgt in mehrmaliger Wiederholung grüne Breccie, Porphyrit (No. 55.), grauer schotteriger Sandstein (No. 57.), dunkelgeaderter unterkarbonischer Kalkstein, schwarzer marmoriger Kalkstein und dunkelgrauer Kalkschiefer.

Ein so kompliziert zusammengesetztes unterkarbonisches Schichtenpaket in das die insgesamt 100—120 m tiefe Schlucht eingegraben ist, hat seine bunte Zusammensetzung gewiß unter dem Einfluß eines sehr starken lokalen Druckes gewonnen. Auch in dieser, nicht allzutiefen Schlucht können wir feststellen, daß die Pressung in der Tiefe gesteigert war, nachdem die Schiefer schon in einer Höhe von 100 m weniger gepreßt sind. Die mittelkarbo-

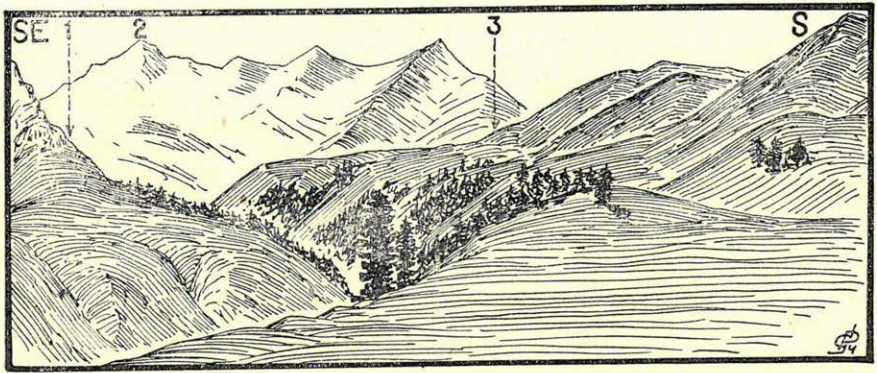


Abb. 28. Terrassen des Tekes-Tales unter dem Tiek-Tal (2450 m). 1. Tekes-Baschi, 2. Der auf Fig. 21. meines Werkes „Die Vergletscherung etz.“ unter „S“ abgebildete Berg, 5. Tiek-Tal. (Aussichtspunkt der Rücken der II. Terrasse auf Fig. 25, Taf. V. des Werkes „Die Vergletscherung etz.“).

nischen Tafeln liegen sowohl am Tschuvarthal, als auch auf dem sich westlich der Schlucht erhebenden Sartdschol-Berg ruhig im rechten Winkel zu der lotrecht stehenden Faltung. Darüber sind Spuren der mesozoischen Abtragung der Rumpffläche zu sehen, auf der sich wieder Fetzen der gelbroten zackig zerklüfteten Hanhaischichten mit verwitterten Rändern befinden, die stellenweise Pyramiden, durchwegs aber die höchsten Spitzen des Gebirges bilden. Oberhalb der Tekesschlucht breitet sich die Sohle einer breiten Talmulde (Burkhanzeitl. Trog) aus, in die sich die Schlucht einfraß. Diese Talmulde befindet sich in der Fortsetzung der Mulde des Tekes-Baschi. Die unterste Stirnmoräne des Tekes-Baschi maß ich mit 2725 m, die ein Überrest des Burkhan (Würm) Zustandes ist. Von da fällt die Sohlenlinie der oberen Mulde bis 2570 m, während der heutige Graben des Tekes auf 2400 m fällt.

Das Aussehen der Schlucht habe ich versucht auf Abb. 25. wiederzugeben.

Das nordöstliche Eck des Tschuvartal-Gebirges wird von der Abb. 26. wiedergegeben. Auf ihr ist zu erkennen, daß auch die Hauptmasse des Tschuvartal aus Granit besteht und auch, daß sich die Hanhai-Schichten hier schon auf den nackten penepainen Granithorizont gelagert haben. Der auf der Abb. sichtbare Kaschka-Berg (No. 5) ist eine unterkarbonische Scholle, die schon zwischen den Randbrüchen der Senkung des Tekes-Beckens sitzt. Sein Scheitel hat noch einen kleinen Fleck der Rumpffläche bewahrt. Die Hanhai-Schichten liegen ruhig auf dem Rücken der Granitscholle, obwohl sie rings um die Kaschka-Scholle ebenso tiefe Gräben ausfüllen, wie in der Tiek-Gegend.

Die Tektonik dieses großen Gebietes müssen wir uns aus den, an die Angaben von KEIDEL und GRÖBER angeschlossenen mageren Angaben dieser sieben Profile vorzustellen versuchen.

6. Die Gegend des Saridschas und Külü.

Das Saridschas wurde durch auffallend viele Reisen in den ersten zehn Jahren unseres Jahrhunderts bekannt. Vor den Reisen von ALMÁSY, BORGHESE, FRIEDERICHSEN und MERZBACHER stellte schon eine russische 40-Werstkarte einen mit dem Ütschkül gleichwertigen Nebenfluß des Dschanartflusses unter diesem Namen dar. Auf Grund der Beschreibungen der erwähnten Reisenden erhob sich der Name des Saridschas-Flusses im Rang über den des Dschanart. MERZBACHER gelang die Entdeckung, daß der Ak-Su derjenige unter den schon früher bekannten Flüssen, die aus dem Tienschan ins Taklamakan-Becken gelangen, ist, in den die Wasser des Inneren des Hohen Tienschan fließen, nicht aber der Dschanart. Im Jahre 1906 habe ich die Schluchten des Saridschas bis zu dem auf der beigegebenen Kartenskizze ersichtlichen Punkt lückenlos durchwandert. Nachdem jenseits des erreichten tiefsten Punktes der Fluß überhaupt nicht mehr einfriert, blieb er von hier aus bis zu dem im Süden von MERZBACHER erreichten Punkt auch weiterhin unbekannt. Eines wurde aber zur Gewißheit: Der Saridschas ist der Hauptfluß, dessen Nebenflüsse die viel kleineren Iniltschek, Külü und Ütschkül, sowie der von BORGHESE entdeckte Kaündü, der FRIEDERICHSEN erst dem Namen nach bekannte, von mir durchwanderte Akschirjak und der Kojkap MERZBACHERS sind. Nach diesem mächtigen Fluß wird auch das ganze, zwischen dem

Kantengri und dem Akschirjak-Gebirge gelegene, ungefähr 170 km lange Gebiet ebenfalls Saridschas genannt.

Das Saridschasgebiet wurde durch den Umstand, daß man nur in einzelne Täler eindringen konnte, geheimnisvoll, nachdem eigentlich alle Reisenden in ihm in einen Sack gelangten. Es ist nämlich unmöglich, ohne Brückenbau über seine, in tiefen Schluchten rauschenden Flüsse hinwegzukommen. Diese Flüsse laufen parallel auf die N-S-liche Mittellinie zu, wo ihre Wasser im Saridschas vereinigt gegen Süden in das Taklamakan-Becken fließen. Diese Mittellinie teilt das Gebiet in zwei Flügel. Was über den östlichen Flügel bekannt ist, stammt aus den Berichten der MERZBACHER-Expedition. Über den westlichen Flügel gibt dieses Kapitel Aufschluß.

Das große Rumpfflächenrelief dehnt sich vom Kakpak-Srt sehr weit gegen Westen. Seine Höhe beträgt am Törujuk-Srt bloß 3550 m und dies ist die Stelle, an der der Gletscher des im Pleistozän vollkommen mit Eis angefüllten Saridschas-Tales in Form eines Breiten Fladens gegen das Kokdscher-Tal zu abfließen mußte. Der Saridschas und der westliche Aschutör, kurz die Bäche der mächtigen Karakol und Semenow-Gletscher, gruben sich — wie wir das von FRIEDERICHSEN wissen, — ihre Betten in einen an seinem Ostrand 5900 m hohen Rumpfflächenrelief. Die Karte von FRIEDERICHSEN verrät uns als erste die Eigenart dieses Rumpfflächenrelief's; daß sie nicht nur wellig gebogen, sondern auch in von steilen Felswänden umgrenzte Platten zerfallen ist. Die Rumpffläche des Hohen Tienschan sieht heute aus, als wollte sie den Grand Cannon des Coloradoflusses nachahmen. Sehr steile Felswände bildende 1—200 m hohe Stufen winden sich halbtägige Wanderungen lang, oberhalb dieser tief eingeschnittenen, daher ganz aus dem Gesichtsfeld verschwindenden Cannons, entlang der Höhen. Die Profile der Abb. 19. zeigen, daß bei der Ausgestaltung der Stufen des großen Peneplains die tektonischen Brüche eine bedeutende Rolle gespielt haben. Die ganze Issikkul-Tekes-Beckenreihe entstand durch Einbruch des Rumpfflächenreliefs. Die tischartige Platte des Mintör, sowie die übrigen alleinstehenden Srte können also recht gut tektonische Überreste der alten Rumpffläche sein. Im vorhergehenden Kapitel beschrieb ich, daß die Saridschas-Schlucht unter dem Törujuk-Srt voller Verwerfungen ist, sosehr, daß die in den Graben gelangten unterkarbonischen Kalksteintafeln nicht nur zerbrochen, sondern auch stark zusammengepreßt wurden. Demgegenüber weisen die Srtstufen derartig eigenwillige Krümmungen auf, die eine Ablations- und

Erosionsabtragung vermuten lassen. Ich sehe die Annahme, nach welcher bei der Änderung der Gestalt des ursprünglichen Rumpfflächenreliefs sowohl die Ungleichheiten der epirogenen Hebung, sowie die späteren tektonischen Senkungen, als auch die in Folge der großen Höhe natürlicherweise aufgetretene Abtragung in vielleicht gar nicht so sehr voneinander abweichendem Masse beige-tragen haben.

Als Ergebnis der Gliederung des Rumpfflächenreliefs gelangten flache Tischberge, Mezas, sowie leicht eingebogene Mulden breiter Almen nebeneinander. Diese beiden, besonders aber letztere, nennen die Forscher des Tianschan Srt, wie die Kirgisen die mageren hochgelegenen kalten Steppen nennen, im Gegensatz zum „Dscheilö“ oder „Pamir“, die beide Namen einer nassen, von Schneewasser durchtränkten, grasigen alten Gletschermulde sind. Doch werden viele Stücke des Rumpfflächenhorizontes heute noch von Tafeleis und Firn bedeckt, die stellenweise von den Felswänden des Schmelzrandes umgeben sind, stellenweise aber fladenartig herabhängt, im allgemeinen aber sehr beträchtliche Eiszungen in die Täler vorstreckt. Diese habe ich in meinem Werk No. 16. schon beschrieben. Hier muß ich der dort angeführten Rumpfflächen-Serie noch eine vierte und fünfte anschließen, die in den folgenden Kapiteln eine große Rolle spielen werden. Das vierte Rumpfflächenrelief besitzt eine mit besonderen Eigenheiten versehene Form. Das hoch gebliebene Stück vertritt gleichzeitig die reine Grundform des Tafelberges, da der ebene Horizont sich auf einer ebenen Kalksteintafel befindet. Die fünfte Art von Rumpfflächenstück ist das Krypto-Peneplain, das dadurch entstanden ist, daß es auch heute noch ebenso von Gesteinen der jüngeren Ablagerung, vor allem von den Hanhaigenannten, vollkommen bedeckt ist, wie sie im allgemeinen vor der großen epirogenen Erhebung alles bedeckt haben.

Der Saridschas-Fluß besitzt einen von der Mündung des Adirtör bis zur Mündung des Ottuk reichenden und von mir mit 38 km gemessenen, west-östlichen Abschnitt. Der Fluß durchfließt hier eine Mulde, die im Westen, zwischen dem Karakir-Gebirge und dem Grat der Saridschas-Kette, d. h. zwischen den Pässen Türgen-Aksu und Tes eine Breite von 20 km erreicht. Im Osten verschmälert sich das Tal zwischen den 4500—5000 m hohen Schneeanpen des Dschasilköl und Adirtör. Die Mulde hebt sich im Süden ziemlich gleichmäßig in den Hang der Saridschas-Kette. Im Norden steigt sie nur wenig an, ja hier biegt sie in einem breiten Rohr nach abwärts gegen das Kokdscher zu. Im Westen wird sie

von der Stufe der drei mächtigen Tische der 3700—3900 m hohen Srt Berkut, Törpu und Arpatöktir begrenzt. Die 38 km lange, sich am westlichen Ende auf 10 km verbreiternde Sohle ist im Inneren recht tief, nachdem sie in der Mitte 3100 m mißt, während die Srt-artigen Ränder selbst auch nur 3300—3400 m hoch sind. Es hat sich also hier ein ziemlich langes schmales Stück des Rumpfflächenreliefs zwischen die hohen Srte eingeklemt. Es sieht aus, wie ein breiter Graben. Die Kirgisen nennen ausschließlich diese Mulde Saridschas.

Das Grundgebirge besteht hier aus gefalteten Gesteinen der Schiefergruppe. FRIEDERICHSEN sah am Südrand der Sohle vom Karagaiti-Paß bis zur Tüs-Mündung, auf einer Strecke von 22 km bloß mit lotrechten Schichtenköpfen vorspringende Tonschiefer. Mein Weg führte mich über Schichtenköpfe von Fillit, eisen- und chlorithältigem Sandstein (No. 125.), gneisartigem Schiefer, dunklen, kalkigem Sandstein (No. 127) und tonigem Quarzschiefer (No. 128.). Ihr Streichen weist auffallende Regelmäßigkeit auf. Auf Grund meiner Messungen entpuppte sich ein vom Törujuk-Srt bis zur Mündung des Külü reichender regelrechter Bogen. Bei der Mündung des Berkut beißt auf einem kleinen Flecken Quarzporphyr aus. Auf diese durchwegs lotrecht stehenden und stark gepreßten Schieferfaltung lagert sich mit großer Winkelabweichung jener graue bankige Kalkstein, den ich mit den mittelkarbonischen Tschedschinbulaker Schichten von VADÁSZ in Verbindung bringen möchte. Auch FRIEDERICHSEN sammelte hier einen Fossilkalkstein, den SCHELLWIEN (22—295) höheren Horizonten des unteren Karbon zuteilt. Dieser unbeschädigte, nur geringem Druck ausgesetzte Kalkstein konnte auf dem älteren Grundgebirge Tafeln bilden. Auch am Törujuk-Srt fand ich davon welches. Diese abgetragene Tafel wurde heute nur durch die tektonischen eingesunkenen Gräben bewahrt. Die Felswand die FRIEDERICHSEN auf seiner Karte als „steil abfallende Kohlenkalk-Wände“ bezeichnet sind zweifellos infolge jüngerer Brüche zu ihrer heutigen Form gelangt.

Das Saridschas Becken ist, wenn wir aus den oberwähnten Verwerfungen und dem gleichmäßigen Anstieg der Südseite folgern, das Resultat einer ungleichmäßigen Senkung. Ich setze voraus, daß im Relief der Rumpffläche in der ungefähren Linie des heutigen Saridschas eine Verwerfung entstanden ist, entlang welcher das Gebiet des heutigen Saridschas-Srt um einige hundert Meter abwärtskippte. Die Karbonkalktafel wurde von der hochgebliebenen Stufe abgetragen, während sie hier, im Graben er-

halten blieb. Heute zieren Schluchten und Türme aus grauem Kalk das rechte Ufer des Flusses. Im Gesenke blieb auch die Hanhaidcke in weit größerem Masse erhalten, als auf den Höhen. Auf die Frage nach dem Alter dieser Senkung kann ich leider keine Antwort geben. Darüber könnte die Struktur der Hanhaischichten Aufklärung geben. Die Wahrscheinlichkeit spricht dafür, daß sie in die Gruppe der Brüche von Issikkul zu reihen sind, also dem Neogen angehören.

Der Saridschas kann sein heutiges Bett gewiß dieser Verwerfung verdanken. Die von den Schneeanpen und Gletschern des Saridschasberggrates ablaufenden Wasser haben dort, wo sie noch keine Hanhaischichten durchschneiden konnten seit der Eiszeit tiefe Schluchten und breite Betten in die Schieferfalten des Grundgebirges gegraben. Die Verwerfung ist jene Tiefenlinie, die im Verein mit der epirogenen Erhebung zu einem tiefen Kannon wurde.

Die schon erwähnten drei tischartigen Srte, das Berkut-, Arpatöktir- und Törpu-Srt bewachen die Zwillingschwester des Saridschas, die *Kölü-Mulde* im Osten. Diese ist nicht kleiner als das Saridschas. Sie ist, wenn wir ihre Länge von dem am Ende des westlichen Karakoltör-Gletschers stehenden sechtausender Riesen bis zur Mündung des Kölü-Flusses rechnen, 57 km lang. Die Karte FRIEDERICHSENS stellt, obwohl er den Schluchtencharakter des Tales längs des Kölü-Flusses schon ahnen läßt, jene hohe, flache, hier besonders charakteristische Rumpfflächenmulde nur sehr kraftlos dar. Die anderen Karten erwähne ich gar nicht, nachdem sie tektonische Charakteristika kaum darstellen. Die Kölü-Mulde ist eine sehr schwach eingebiegte Mulde, ist also fast ganz eine Hochebene. Im Norden und Süden wird sie nicht von hohen Gebirgen begrenzt sondern von breiten, flachen, mit Eistafeln bedeckten höheren Plateaus, die bloß von unten als Gebirgsgrate erscheinen, nachdem ihre Abhänge durch Nischentäler und infolge der Eiserosion entstandene Querschluchten ausgehöhlt sind. Nachdem die Kölü-Mulde kein derartiges Gesenke wie das Saridschas-Srt besitzt, hat sie auch keine breitere Talung. Sie ist auf keinem anderen Weg passierbar als dem, der durch die Schluchten des Kölü und seiner Nebenflüsse führt, und der gleichzeitig die Tiefenlinie bildet. Vom Westen führt der 4100 m hohe, nur einige Monate im Jahr passierbare Kölü-Paß in die Mulde. Jene Bergriesen, die aus diesem hohen Peneplain emporsteilen, sitzen nicht auf langen Gebirgskämmen, sondern sind auf engem Gebiet abgesonderte freistehende Gipfel oder Gipfelgruppen. Ihre Gestalt und Lage läßt

die Frage nach der Art ihrer Entstehung auftauchen. Wir werden sehen, daß dort, wo man sich diesen Riesen nähern kann, d. h. wo es mir gelang mich ihnen zu nähern, sie durch die Abtragung aus hohen tektonischen Schollen geformt wurden.

Das Grundgebirge der Kölü-Mulde ist aber im Aufbau mit dem der Saridschas-Mulde identisch. Ebenso ähnelt es dem Gebirge zwischen Kokdscher und Narinkol. Die Streichrichtung der präkarbonischen Schieferfalten erleidet beim Berkuter Knie des Saridschas einen Knick. Während im Osten, bis in die Gegend des Törüjruk-Srt die Streichrichtung im allgemeinen eine O-W-liche ist, knickt die Faltung dort, wo die Rumpffläche am tiefsten ist, stark gegen SW um. Im Türgen-Aksu-Tal, ferner weiter im Süden im Ottuk-Tal, sowie am Törpu-Srt weicht das Streichen der Faltung des Grundgebirges kaum von der Westrichtung ab. Doch entpuppte sich aus den östlich von hier gemessenen Streichrichtungen ein Bogen, der vom Törüjruk-Srt bis zum Gebiet der Silun-Bäche eine starke Biegung aufweist. Die Faltung des Grundgebirges ~~breitet sich also demnach hier in westlicher Richtung aus,~~ oder verästelt sich oder nimmt einen Bogen mit sehr kleinem Radius ein. Es ist auch charakteristisch, daß ich in diesem Bogen von Silun keinen Granit gefunden habe. Es sind auch keine größeren Granitmassen vorhanden, während westlich des Bogens, in dem hier schon gegen Süden gewendeten Graben des Saridschas, ebenso, wie auch im Ottuk-Tal, schon mächtige Granitmassen vorhanden sind.

Wenn auch die Grundgebirge des Saridschas und des Kölü verwachsen sind, hat das unter dem Saridschas-Srt liegende doch seine speziellen Charakterzüge. Nämlich den Bogen und den breiten Gürtel der Schiefer. Wenn es auch nicht festzustellen ist, welche Rolle die Senkung der Rumpffläche, sowie innerhalb dieser Senkung der isoklinale Einbruch des Saridschas-Beckens gegen Norden spielt, steht es doch fest, daß die Scholle des Siluner Bogens mit diesem zusammen zu einem neuen Landschaftselement geworden ist. Seine noch immer genügend mächtige Hanhaidecke, sowie die die Oberfläche des Srt bedeckenden grauen Schotter und Sandsteine, von denen angenommen werden kann, daß sie Ablagerungen eines eiszeitlichen Sees sind, steigern auch landschaftlich diese Selbständigkeit. Auch daraus folgt der Schluß, daß das ganze Grundgebirge nach Ausbildung der auf das ganze Gebiet des Tienschan ausgedehnten Faltung der mittel-oberkarbonischen Transgressionstafeln sowie des großen Rumpfflächenreliefs in Schollen zerbrochen ist. Jede so entstandene Scholle hatte dann

auch ein eigenes Schicksal, was hauptsächlich davon abhing, wie groß später die lotrechte Dislokation war.

Das erste tektonische Bild des Gebietes der Kölü-Mulde kann schon nach den Aufzeichnungen von FRIEDERICHSEN (22. 87—104) skizziert werden. In meiner Reisebeschreibung habe ich hiezu noch einige Angaben geliefert. Die Kölü-Mulde scheint eine einzige und einheitliche Grundgebirgsscholle zu sein, was auch durch die Einheitlichkeit des großen Rumpfflächen Reliefs bewiesen wird. Die östlichen Bruchlinien der Kölü-Scholle, d. h. ihre Trennungslinien von der Saridschas-Scholle, sind nicht näher bekannt. In dem

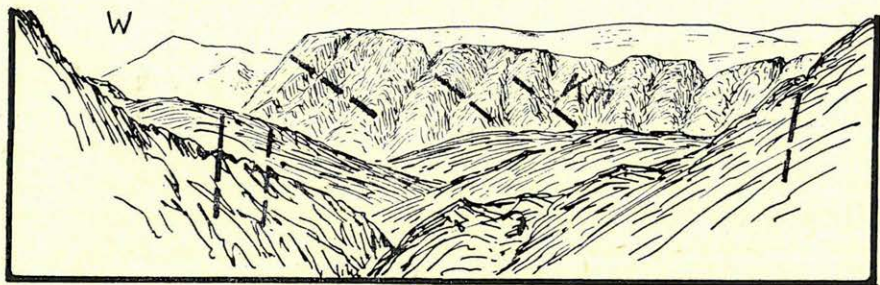


Abb. 29. Das Moränental des Kölü-Passes an der Ostseite (Von 3520 m Höhe gesehen). Karbonalkalktafeln liegen auf Schichtenköpfen der den lotrecht gefalteten Schiefen. Im Hintergrund der mit Firn bedeckte Tafelberg, hinter dem sich die Kölü-Karakol Eisspitzen erheben. Links in der Richtung W, das Tal, des Passes.

zwischen den Mündungen des Ottuk und Kölü befindlichen Saridschas-Graben streichen die Schiefer der Ostseite parallelen zum Graben in NNO-SSW-licher Richtung, wohingegen die der Westseite ONO-WSW-lich streichen. Sie stehen an der Ostseite im allgemeinen lotrecht, während das Einfallen der Westseite wechselt und schuppige Faltungen erlitten hat, ja sogar von längsbrüchen gefurcht wird. Unter den Falten konnte ich an drei Stellen den präkarbonischen Granit feststellen (hier den Biotit-Amphibolgranit No. 133.), der an der Ostseite hier fehlt. Der Saridschas läuft in diesem Abschnitt also in einer Bruchlinie. In der Faltung des Grundgebirges erlitt die östliche Scholle gegenüber der westlichen eine lotrechte Dislokation.

Der häufige Porphyritschutt des Törpü-Grabens, der in einer Entfernung von 7 km parallel zu dieser Bruchlinie in der Kölü-Scholle verläuft, läßt dort eine zweite Bruchlinie vermuten. Neben der Mündung des östlichen Bergkut-Tör befindet sich Quarzporphyr.

Auch das große Rumpfflächenrelief erleidet hier, wenn auch nicht entlang einer geraden Linie, einen Bruch. Zwischen dem Bektör-Srt und dem Arpatöktir-Srt befinden sich unter 3800—5900 m hohen Srten im Osten plötzlich 3500—3500 m hohe Srttische. Demnach würde also die östliche Grenze der Kölü-Scholle entlang des von der Mündung des Bektör bis zur Mündung des Kölü reichenden Abschnittes des Saridschas-Grabens verlaufen. Diese Bruchlinie hat sich zweifellos in der Richtung der großen Kluft des nördlichen Saridschas weiter ausgedehnt, wo nicht nur die Tektonik die Bruchlinie zeigt, sondern auch die Gegenwart von vulka-

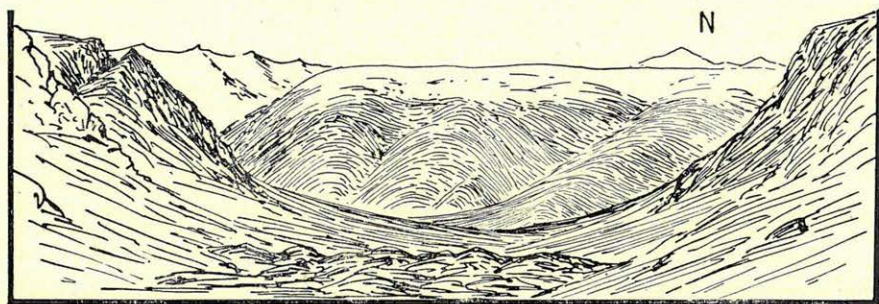


Abb. 50. Das Irtasch-Tal nördlich des 2850 m hohen Lagerplatzes. Im Vordergrund Überreste einer verwaschenen Moräne. Breites eiszeitliches Trogtal im Granit. Im Hintergrund schwarzer Tonschieferberg, dessen Kuppe flach und mit Firnschnee bedeckt ist. Er ist ein Überbleibsel des großen peneplainen Reliefs. Gegen N die Bergspitzen um die Gletscher des Kölü-Karakol.

nischen postkarbonischen Gesteinen: Diabasporphyrit (No. 201.), und Ofitdiabas (No. 202.) ihr Vorhandensein verrät. Ich muß natürlich garnicht erwähnen, daß die oberhalb 4000 m befindliche Stufe der im Westen 5500 m hohen Eduard-Scholle unsere obige Erklärung der Beobachtungen nur bestärkt. Es erscheint also als gewiß, daß sich schon im Grundgebirge des Hohen Tienschan eine Querverwerfung in N-S-licher Richtung hinzieht, die noch vor der Ausbildung der großen Rumpffläche entstanden ist. Natürlich muß dem Umstand Rechnung getragen werden, daß diese Verwerfung auf die Ausgestaltung der Oberfläche des Peneplains eingewirkt hat, indem ihre Linie von vornherein das Flußnetz beeinflußt hat. Es kann aber als erwiesen gelten, daß sich diese Verwerfung nach Ausgestaltung der Rumpffläche erneuert hat, wodurch das Tienschan in seiner ganzen Breite auseinanderklaffte, dem zufolge entlang der Linie Türgen-Aksu und Dschanart (entspricht ung. dem 79 Längengrad) die westliche hoch gebliebene

Seite sich stufenartig über den abgesunkenen Rand der Kantengri-Seite erhob. In dieser Verwerfung floß der Saridschas, der die Wasser der langen Längsstäler beider Seiten sammelte.

Über die Nordgrenze der Kölü-Scholle ist noch keine einzige Angabe bekannt. Es ist wahrscheinlich, daß sich zwischen dem in den Issikkul fließenden Dschittiogus und dem Türgen-Aksu-Tal eine große Granitmasse befindet, deren peneplainer Scheitelhorizont von den fließenden Wassern vollkommen zerstückelt wurde. Die nach Norden ablaufenden Bäche transportieren nur sehr wenig Schiefer und Kalkstein, hingegen viel Granit. Vorderhand müssen

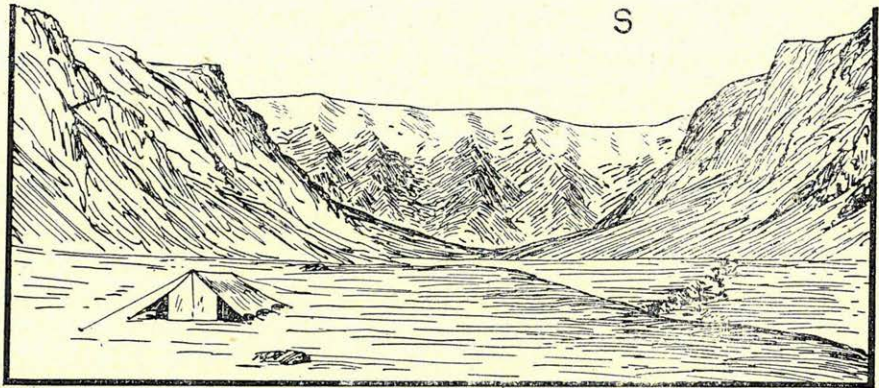


Abb. 51. Das Quertal des Irtasch. Südlich des 2850 m hohen Lagerplatzes. Die beiden Seitenwände des Akkija U-Tales bestehen aus Granit. Auf der Sohle fluvioglaziale Terrassen aus der Burkhan-Periode. Im Hintergrund die Karbonkalksteinwand des Ischigart-Tau und das große Ütschkül-Längstal.

wir also annehmen, daß sich hier um den von ALMÁSYS Ilona-See eine zur Kölü-Scholle gehörende, der Kakpak-Narinkolgend ähnelnde Granitplatte befindet.

Nicht viel mehr wissen wir über die Westgrenze der Kölü-Scholle. Es ist nur anzunehmen, daß sie in der Gegend des Irtasch-Tales zu suchen ist, doch wurde diese Gegend bis jetzt noch von keinem Geologen bewandert. Auf jenem Abschnitt des Irtasch-Tales, den vor mir schon FRIEDERISCHEN durchwandert hat, scheinen beide Seiten ähnlich aufgebaut zu sein, so daß es als eine in das peneplaine Relief gegrabene Erosion zu betrachten ist. Die hier zu beobachtenden Bruchlinien, in deren Eine auch Diabas eingedrungen ist, sind alle Längsbrüche, gehören also in das System der südlichen Randbrüche der Kölü-Scholle. Westlich der Kölü-Mulde befinden sich zwei Bergriesen-Gruppen. Das Alexander- und das Petrow-Gebirge. Zwischen beiden befindet

sich das breite Tal des Irtasch, das durch pleistozäne Gletscher zu eine geräumigen Trogtal ausgeschliffen wurde.

Der Südrand der Kölü-Scholle wird durch mächtige Bruchlinien markiert, die sowohl in der Tektonik, als auch in der Landschaft stark zur Geltung kommen. Die Achse dieser Brüche ist die von der Mündung des Ischigart zur Mündung des Iniltschek gezogene Linie, die sich im Tal des Iniltschek noch weit fortsetzt, befindet sich doch auch der untere Abschnitt dieses Flusses in ihrem tektonischen Graben. Nachdem dieses Bruchliniensystem ein Teil des Ütschkül-Talsystems ist, habe ich es an dieser Stelle bloß als Grenzlinie erwähnt.

Über die Tektonik der so umgrenzten Kölü-Scholle kann ich folgende Angaben mitteilen. Ich konnte in den Hauptzügen drei große Gesteinsgruppen feststellen. Die erste ist auch hier die bekannte und fast durchwegs lotrecht stehende Gruppe der Tonschiefer. In ihr spielen auch hier die schwarzen, fett oder metallisch glänzenden, zersprungenen, deshalb zur Schuttbildung geneigten Tonschiefer, die sogenannten Karakorum-Schiefer die Hauptrolle. Ihre Farbe variiert bis zu violettrot. Stellenweise wechseln sie mit grünlichen Sandsteinschiefern und Filliten ab. Weiße Marmorbänke sind in dieser Gruppe nur äußerst selten anzutreffen, doch fand ich eine dicke Bank zu Füßen des Mollah-Turmes, als Liegendes von schwarzem, unterkarbonischem Kalkschiefer (No. 131.). Die zweite Gruppe ist die des Granits. Er besitzt hier eine so große Masse (Biotitgranit, Biotitamphibolgranit mit dicken Biotitminettadern No. 133 a-c.) daß er auch an der Oberfläche das Übergewicht hat. Die dritte Gesteinsgruppe umfaßt die Schichten des Transgressionskalksteines, die mit starker Winkelabweichung und abgesonderter Struktur auf der ineinander haftenden Masse und den abgeschorenen Oberflächen der ersten beiden liegt.

FRIEDERICHSEN wurde hier durch schlechtes Wetter an der Beobachtung gehindert. Ich habe auch zwei Seitentäler bewandert und konnte meine Beobachtungen durch Erklettern von drei Bergen bereichern und erweitern. Ich kann indessen nur die Beobachtungen des vor mir hier gewesenen Forschers bekräftigen. Diesen Beobachtungen kann ich noch folgendes hinzufügen: Die Hauptmaß des Kölü-Tau wird durch die Schiefergruppe des Grundgebirges aufgebaut. Vom Fuß des Sargolot-Srt bis zum Irtasch-Tal bestehen die Berge fast durchwegs aus Schiefer. Nachdem vom Berkut-Srt an nur wenig Granit, Gneisgranit, und Granitbreccie in den Schiefer eingepreßt ist, befindet sich hier ein 55

km langer, in seinem östlichen Abschnitt gegen SW geneigter, im westlichen Abschnitt schon fast ganz gegen W streichender Schiefergürtel, der im Irtasch-Tal 17—18 km breit ist. Hingegen ist der entsprechende Abschnitt des nördlich benachbarten Gebirges, also das Terskej-Alatau, fast zur Gänze aus Granit aufgebaut. Die Grenze zwischen Beiden bildet nicht der gangartige Graben des Kölü-Tales, trotzdem das schluchtartige Tal des Kölü auf einer 18 km langen Strecke fast schnurgerade verläuft, ja, daß diese gerade Linie noch auf eine Entfernung von 150 km bis zum Bajumkol-Tal fast ohne Unterbrechung zu verfolgen ist, also als tektonische Hauptlinie betrachtet werden kann. Sowohl der Kölü, als auch alle seine Nebentäler haben ihre Gräben ohne Rücksicht auf die Struktur der Schiefergruppe ausgegraben. Während die Nordgrenze der Schiefergruppe entlang der Linie der Grade 260—80 (also fast W—O) liegt, liegt der Graben des Kölü 240—60 Grad (WSW—ONO). Eben diese ganz geringe Abweichung der innertektonischen und orographischen Hauptlinien in der Richtung macht es auffällig, daß nicht nur hier, das Relief des Tienschan fast vollkommen unabhängig ist von der Tektonik des Grundgebirges. Eine umso größere Rolle haben bei seiner Gestaltung die späteren erdgeschichtlichen Umgestaltungen, das alles überdeckende Umhüllung der mittelkarbonischen Transgression und die schließliche Ausgestaltung des großen Rumpfflächenreliefs gespielt.

Wir zweifeln nicht daran, daß die unterkarbonische Faltung die die zusammengepreßten älteren Schiefer neuerdings faltete, auch unterkarbonische Kalksteinschichten stellenweise betroffen hat, die anderswo ihre Unversehrtheit behalten hatten. Wir können indessen als Tatsache feststellen, daß sich auch in der Gegend des Kölü jüngere Karbonkalk-Decken auf das Grundgebirge discordant gelagert haben. Zuerst im Graben des Kölü-Tales. Der Mollah-Felsenturm selbst, der eine charakteristische Klippe des Kölü-Tales vorstellt ist aus Kalksteinschichten, die auf Granit und Schiefer liegen, geformt. Zu unterst befindet sich weißer krystalliner Kalk (No. 151), dessen Zusammenhang ich nicht gefunden habe. Auf diesen folgt der wohlbekannte schwarz-graue unterkarbonische Kalkschiefer (No. 152.), der das Liegende des schon dem oberen Karbon zuzählbaren weißlichen, dunkelbankigen Kalksteines (No. 150.) bildet. Hierauf folgt in großer Mächtigkeit dickbankiger lichtgrauer Kalkstein, doch erst hinter dem Mollah-Turm, in jener steilen Felsenwand, die durch die tiefen Gräben des Mollah und Scharkaritma (Wasserfall) zerschnitten wird. Auf diese Kalkstein-

gruppe stieß ich auch weiter oben im Graben des Kölü-Tales, oberhalb der Mündung des Karakoltör. Es ist nicht schwer, sie auch aus großer Ferne zu erkennen, da sie im Gegensatz zu den unruhigen und gepreßten Linien des Grundgebirges auffallend ruhig liegen, regelmäßig gebogen sind, kurz milde gefaltete oder ungefaltete Tafeln besitzt.

In anderer Lagerung traf ich die Kalksteindecke in sehr hoher Lage, zwischen den Gletschermulden des Saritschat. Auf Abb. 1, Taf. I. meiner Mitteilung No. 16 ist diese mächtige Synklinale, die durch die Versenkung dieser Schichten in den liegenden Granit entstanden ist, gut zu erkennen. Auf der beigeschlossenen Tafel III. ist dargestellt das Kölü-Tal und dessen Tektonik. Es ist zweifellos, daß die Stücke der ursprünglichen, also in der gesehenen dritten Position liegenden Tafeln des Transgressions-Kalksteines durch nachträgliche dynamische Vorgänge und Einflüsse in die beiden vorher erwähnten Lagen gelangt sind. Die dritte beobachtete Position ist die allgemeine ebene Decke, von der sich in Folge der epirogenen Hebung auf dem Scheitelhorizont bloß Spuren erhalten haben können. Es gelang mir nicht, im Kölü-Gebiet die Kalksteindecke in verhältnismäßig ruhig liegenden Tafeln zu finden. Ich konnte bloß aus großer Entfernung vermuten, daß solche unter den dicken Firnmanteln und dem Tafeleis der höchsten Plateaus, vielleicht eben infolge des Schutzes, den das Eis geboten hat, in großer Ausdehnung vorhanden sein müssen. Auch die Gestalt des sich aus dem Bordu Srt in einer ungefähren Höhe von 4800 m erhebenden Tafelberges deutet darauf hin, daß er ein, durch die Abtragung der Kalksteindecke entstandener Überrest ist. Die mit Tafeleis bedeckten Hochplateaus der Kölü-Gegend sind ähnlich, wie kleine „Grönlands“, aus deren Ebene sich einzelne Spitzen Nunatak-artig erheben. Die höchsten der emporsteilenden Felsalpen sind sicher keine Nunataks, sondern in Folge des Zerbrechens entstandene Hochschollen, während viele der niedrigeren und alleinstehenden aus der Abtragung entstandene Restklippen sein können. (S. Taf. V. Abb. 2 und Taf. VI. Abb. 5).

Die in der Kölü-Gegend entstandenen Hauptbrüche passen sich, wie ich das schon erwähnt habe, weder der Achse noch der Hauptgrenzlinie der Schiefermassen des Kölü-Tau, noch denen der Granitmassen des Terskej-Alatau an. Während die Achse der Grundgebirgsfaltung der Schiefermassen gebogen und eher W-Olich verläuft, ist die Hauptbruchlinie des Kölü-Grabens gerade, und schneidet die Hauptachse der Faltung unter einem geringen (20—25 Grad) Winkel. Diese Hauptbruchlinie wurde, offenbar seit

ihrer Entstehung die hydrographische Grundlinie der Kölü-Gegend. Durch sie wurde das Grundgebirge in zwei Teile gespalten. So befindet sich der obere Abschnitt des Kölü-Grabens von der Bordumündung an im Schiefergürtel, während sich seine untere Hälfte durchwegs im Granit befindet. Die Zeit der Entstehung dieser Bruchlinie konnte ich leider nicht feststellen. Der Porphyrausbiß von Scharkaritma deutet darauf, daß der Bruch alt ist, zumindest nicht jünger als die Zeit der Ausgestaltung der großen Rumpffläche. Diese selbst bildet heute eine breite Mulde, in der die Bruchlinie ungefähr die Tiefenlinie der damaligen Talsohle einnimmt. Wenn wir die Wandkanten des Kölü-Kannons messen, lag diese Sohlenlinie vor der Erosion des Kannons zwischen den heute 4100 m hohen Punkt oberhalb des Kölü-Passes und dem Punkt 3650 m des Törpu-Srt. Das bedeutet auf diese Art auf eine Entfernung von 60 km ein Gefälle, das unter 500 m beträgt. Mit einem maximalen Durchschnitt von 50 Promille entpuppte sich also, wenn wir die epirogene Hebung als für das ganze Gebiet gleichmäßig verlaufen denken in der Tat ein Hochflächencharakter.

Es ist anzunehmen, daß die Hanhai-Schichten auf dem ganzen Kölü-Gebiet fehlen, was aber nicht bedeutet, daß solche sich auf ihm auch nicht gebildet haben. Diese Tatsache muß hervorgehoben werden. Die Abtragung dieser Schichten ist auf die größere Höhe der epirogenen Hebung zurückzuführen. Die große Mulde zerfiel in viel zu kleine Srt-Flächen. Die Dichte des Flußnetzes und die Tiefe der Betten nahm zu. Deshalb können wir nur höchstens auf kleine fleckartige Überreste der Hanhaischichten rechnen. Auch der Hauptgraben wurde tief. Er fällt heute von 4100 m auf 2690 m, somit beträgt die Erosion unter der Sohlenlinie der Mulde 1000 m. Dies ließ die Kannons auch landschaftlich gigantisch erscheinen. Die Erosion dieser Kannons hat bedeutend vor der Eiszeit begonnen. Arbeitshypotetisch müssen wir den Beginn der epirogenen Hebung mindestens in die Mitte des Neogen versetzen, doch verschiebt sich, wie wir später noch sehen werden, der Zeitpunkt noch weiter zurück.

In der Akkija-Periode der Eiszeit wurde sowohl die ganze Kölü-Gegend, wie auch das Saridschas von Eis bedeckt. Dies beweist die Gestalt des Kölü-Tales bis zur Mündung. Der Hauptgletscher der Akkija-Periode füllte den heutigen Graben, den er von einem schmalen V-Querschnitt zu dem heutigen Tal mit U-Querschnitt erodierte. Unterhalb der Mündung des Saridschas wurde dieses Tal durch die Schotter fluvioglazialer Terrassen aufgefüllt.

Über die diluvialen Bildungen habe ich ein ziemlich reichhaltiges Beobachtungsmaterial (16) mitgeteilt. An dieser Stelle verweise ich nur deshalb auf die Zustände während der Eiszeit weil, wie ich auch in meiner über die Pamire geschriebenen Abhandlung (5) bemerkt habe, sowohl die Abtragung der Hanhaischichten, als auch die Zertrümerung der Schollen des Transgressionskalksteines zum großteil der früher vorangegangenen Vereisungen zuzuschreiben ist. Die Kölüegend zeigt das Grundgebirge heute ziemlich nackt, was eine Folge ihrer großen Höhe sein kann.

7. Der große Quergraben des Saridschas.

Aus meiner Karte der Saridschasgegend geht, im Gegensatz zu der Karte von MERZBACHER, die die Form des Saridschas-Tales (fünfzehn Jahre nach der Veröffentlichung meiner Mitteilungen) sehr verzerrt hervorzeigt, daß in der Umgebung des berühmten Quergrabens des Saridschas alle Seitentäler eigenartig starr und geradlinig sind. Der Saridschas selbst befindet sich, wenn wir von den prächtigen Windungen der Schluchten absehen, in einem Tal, das zwischen den Mündungen des Ottuk und Akschirjak-Dschanart, auf einer Strecke von 58 km schnurgerade verläuft. Doch auch das Dschanarttal bildet auf weitere 25 km eine Fortsetzung dieser Linie. Diese gerade Tal-Linie kenne ich nur bis zu jenem Knie des Dschanart, wo der Alaajgir-Fluß einmündet. Doch liegt auch das Tal des Alaajgir selbst noch genau auf der früher erwähnten Linie, so, daß die Fortsetzung dieser orografischen Leitlinie bis an den Grat der Dschanart-Bergkette zu verfolgen ist. Wir haben schon erwähnt, daß das östlich des Törpü-Srt befindliche Gesenke der Saridschas-Gegend entlang dieser Linie einsank. Weiters haben wir noch erwähnt, daß die höheren Tafeln des Terskej-Alatau von dem niedrigeren Horizont der Mintör-Srte durch eine Stufe getrennt wird, die ebenfalls genau in die eben angegeben Leitlinie fällt. Wir können also behaupten, daß das ganze *Hohe Tienschan* durch eine, zumindest in orografischer Hinsicht auffallende Linie in zwei Teile getrennt wird, die vom Berkut-Srt bis zum Dschanart-Alaajgir-Tal auf einer Strecke von 80 km bekannt ist. Diese Leitlinie weicht um 6° von der N-S Linie gegen NO-SW ab.

Die eben beschriebene Linie ist die der Dislokationen und im Wesen *ein einziger großer Querbruch*, der das Tienschan in seiner ganzen Breite betroffen hat. Das erste, was uns an ihr auffällt, ist ihre geometrische Geradheit. Allerdings muß der Umstand in Be-

tracht gezogen werden, daß die Bruchlinien der weiteren Umgebung, ja des ganzen Tienschan auffallend gerade sind. Das verursacht im allgemeinen eine gewisse Starre und ein gitteriges Relief. Als Ergebnis sind die Täler und Grate des Tienschan alle gerade. Im Gegensatz zu der im Werte nicht genug zu schätzenden auf scharfe Beobachtung beruhenden Feststellung, daß im Anlitz des Tienschan das Peneplain und das Charakter des hoch gehobenen Peneplain vorherrschen (Davis: 27), muß hier der Umstand betont werden, daß in der Ausgestaltung des Reliefs die Gitterstruktur der Bruchlinien des Grundgebirges, also die Schollenstruktur des Grundgebirges, eine zumindest ebensogroße Rolle spielt. GRÖBER hat ganz recht, wenn er sagt, daß das Tienschan nicht als einfaches Plateau angesprochen werden kann. Es ist schon erwähnt worden und wird im Folgenden noch ausführlicher erörtert werden, daß die Bergriesen und hohen Felsalpen des Tienschan im allgemeinen aus hohen tektonischen Schollen gemeißelt sind, also weder im Sinne sibirischer Goleze, noch in dem grönländischer Nunatake Überreste einer Abtragung sind. Die in Granit gebetteten präkarbonischen Schieferschollen, die von den Eruptiva des Granit, Diabas, Gabbro u. s. w. begleiteten unterkarbonischen Faltungen, sowie auch die wenig gefalteten oberkarbonischen Schollen sind alle in abgesonderte Schollen zerrissen, nochdazu nicht nur *vor* der Ausgestaltung des Rumpfflächenreliefs, also zu Ende des Paläozoikum, sondern auch *nach* der Ausgestaltung desselben, ja sogar nach der Bedeckung dieselben mit Hanhaischichten. Es sind mächtige Brüche der Periode obere Kreide-Eozän, sowie außerdem neogene Brüche bekannt. Diese umrahmen nicht nur ein großes Senkungsbecken, sondern durchziehen netzartig auch die ganze Gebirge.

Der Saridschas erreicht die große Querlinie bei der Mündung des Ottuk. Hier beginnt die das ganze Tienschan teilende Querschlucht, an deren Sohlenlinie ich das hier folgende Profil aufgenommen habe. Solange der Saridschas unter den Stufen der Srte der Kölü-Gegend fließt, ist sein Tal genügend breit und terrassig. (16—55). Stellenweise schneidet der Fluß zwar ein Stück von der hoch gebliebenen westlichen Scholle ab und hat an diesen Stellen dann so kurze Schluchten, wie wir solche auf einer Abbildung FRIEDERICHSENS sehen (Taf. 22.). Unterhalb der Ottuk-Mündung befindet sich die von hohen Terrassen umgeben Weiterung des Sarigolott, worauf die Schukurtasch genannte Granitschlucht folgt, in die von Osten aus fichtenbewachsenen Tälern Bergbäche eilen. (Karagajti und Mukatsche). Jenseits der Schukurtasch-

Schlucht folgt die Aktala genannte Weiterung, die auch als breites Becken angesehen werden kann. (Abb. 52).

Das Bild des Aktala-Beckens ist auf Abb. 53 und 54 zu sehen. Auf beiden fällt auf, daß das Becken oberhalb der Höhe von 2700 m des Kölü-Flusses bis zur Höhe von 2850—2880 m mit Schotter ausgefüllt war. Der Saridschas strömt auch heute noch in einem tiefen Gang auf der untersten Terrasse. Die Abb. 52 läßt genau ahnen, wieweit die Rumpffläche in der Richtung des großen Querbruches geneigt ist. Die gestrichelte Linie zeigt die ursprüngliche Talmulde, die die große Bruchlinie begleitend, ober die das

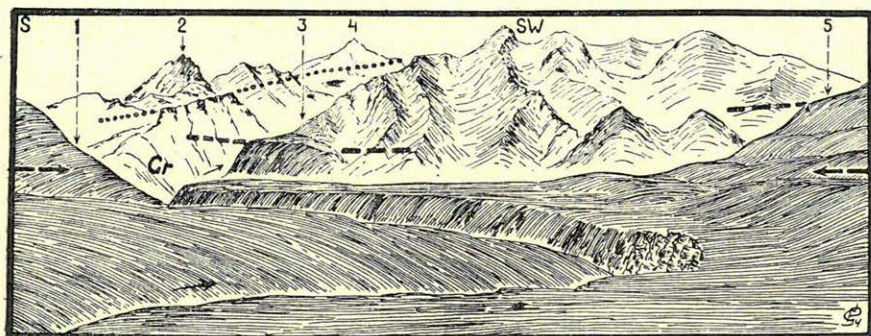


Abb. 52. Die Gegend der Kölü-Mündung. Aussichtspunkt gegenüber dem Mukatschy-Tal 2790 m hoch. Im Vordergrund der Saridschas. 1. Der Saridschas unterhalb der Mündung des Kölü (2960) 2. Tes-Berg (Auf d. Abb. 54 = 1) 3. Tschong Taldy-Tal. 4. Ede-Berg. 5. Kölü-Tal. Die Pfeile zeigen dem Gange des Saridschas, die Punktreihe das Angara-Relief (Rumpfflächen-Relikt). Die gestrichelte Linie markiert die neogene Muldensohle nach der Hanhai-Periode.

Saridschas-Tau vom Kölü-Tau trennende Schlucht hinaufreicht. Was sich unterhalb der gestrichelten Linie befindet, gehört den aus der Anfüllung des in den ursprünglichen Talgrund versunkenen Beckens ausgewaschenen Terrassen an. Aus dem erscheint es gewiß — und die Abb. 53 und 54 bestätigen das —, daß das Alter der infolge des großen Querbruches entstandenen, das ganze Tianschan durchquerenden Spalte oder Grabens nicht gering sein kann. Das Rumpfflächenrelief wurde von ihr zwar betroffen, doch schmiegt sich die älteste Talsohle, die in der heutigen Orographie noch festzustellen ist, sich schon ihrer Linie dieser an. Die älteste Talsohle selbst ist älter als die Entstehungszeit der mit neogenen oder doch pliozän-Hanhai-Ablagerungen ausgefüllten Becken. Es wird sehr schwer halten, jemals in den terrestrischen Bildungen eine genauere Altersbestimmung durchzuführen. Wenn ich auch

mit der Feststellung, daß die auf Abb. 32 durch die gestrichelte Linie dargestellte Talmulde hanhaiisches Alter besitzt, das durch eine punktierte Linie bezeichnete große Peneplain hingegen der Angara-Epoche angehört, nicht viel sage, so bietet diese Feststellung doch einen Ausgangspunkt für weitere Forschungen.

4 km südlich des Aussichtspunktes der Abbildung 32 entstand die Skizze der Abb. 33. Weitere 4 km nach SW die der Abb. 34. Über den Aufbau der auf beiden Skizzen vor uns stehenden und durch die Saridschas-Schlucht in zwei Teile getrennten Bergkette wissen wir zwar nicht viel, doch mußte bei der Ausgestaltung der

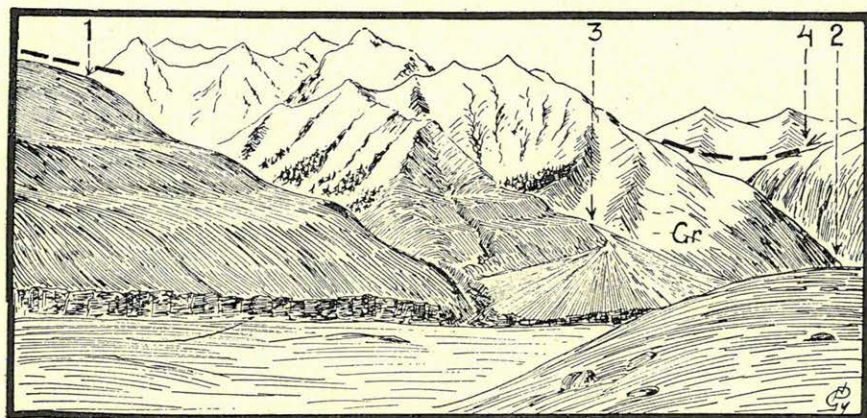


Abb. 33. Das Saridschasstal aus dem Tor des Kitschine-Uru-sai Nebentales (ung. 2700 m). 1. Tes-Tal. 2. Beginn der Saridschasschlucht, 3. Taldibulak, 4. Tschong Taldy.

nördlichen, sich stark erhebenden Seite der Bergkette, wie wir später noch sehen werden, eine große Bruchlinie eine bedeutende Rolle gespielt haben. Daß in der Ausgestaltung der Ede- (Eduard) Spitze, des Pyramidenberges neben dem Tes-Paß sowie überhaupt in der starken Gliederung der ganzen Gebirgskette eine Schollenstruktur zum Ausdruck gelangt, können wir vorderhand nur vermuten.

Die in der Saridschas-Schlucht erschlossene Tektonik bietet folgendes Bild: Die Hauptmasse besteht aus fleischrotem Biotitgranit. In den Granit eingeklebt sah ich ein vollkommen lotrecht gestelltes grünes schieferiges Gestein, das WNW (290°) streicht und eine bedeutende Dicke besitzt, somit also mit dem Fillit KEIDELS übereinstimmen dürfte. Ich konnte nicht herankommen, denn der Saridschas war auf diesem Abschnitt noch nicht zugefroren.

Gegenüber den Schieferköpfen des Fillits grub der Fluß sein Bett in den Biotitgranit der Westwand. Hier ist die Verwerfung also wahrscheinlich. Im Nordtor der Schlucht befindet sich eine bedeutende ofithältige Diabasmenge (No. 202.), darüber hinaus, im Graben des Taldibulak, ist Diabasporphyr (No. 201.) zugegen. Im Vordergrund der Abb. 34 befindet sich ein im Pleistozän abgehobelter Porphyritügel. An der Südseite der Bergkette liegt sehr steil gestellter schieferiger Sandstein (No. 205), den ich aus der Schichtengruppe der unterkarbonischen Transgression gut kenne, auf dem Granit. Das Streichen dieses Gesteines ähnelt dem

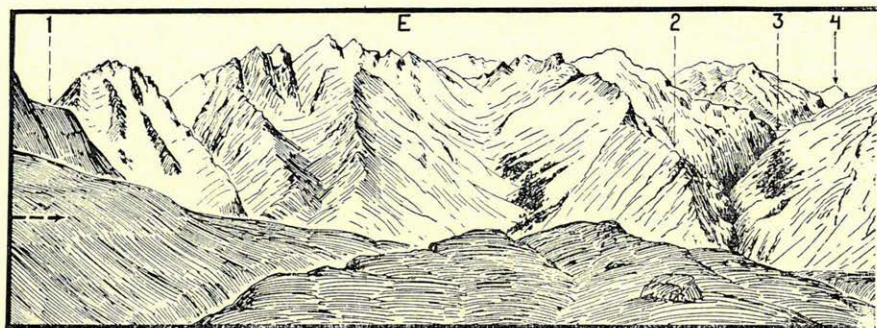
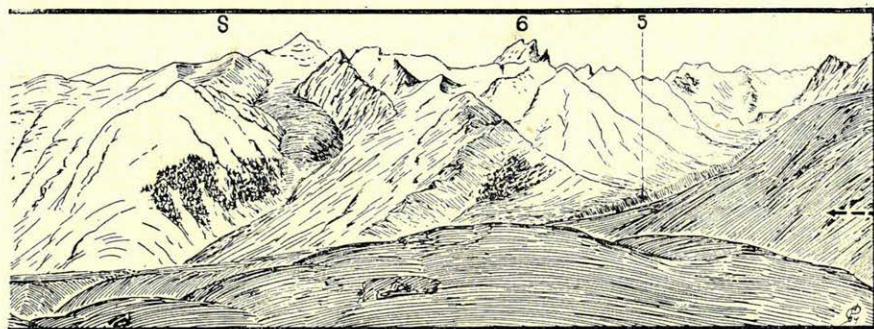


Abb. 34. Aussicht von dem zwischen dem Saridschas und dem Taldi-su stehenden Bergkap auf die Schlucht des Saridschas oberhalb des Iniltschek-Tal. 1. Tes-Tal, 2. Ksilhan-Tal, 3. Iniltschek-Tal südlich des Aussichtspunktes der Abb. 52., 4. Berggipfel im Kaindytau (ung. 4200 m). 5. Tal des Taldu-su. Links im Vordergrund der Saridschas, 6. Ede-Spitze.

der grünen Schiefer, bis sie von der Iniltscheker Bruchlinie unter einem Winkel von mindestens 40° geschnitten wird. Auf den schieferigen Kalksandstein folgt silbergrauer dünnblättriger Kalksteinschiefer in großer Mächtigkeit.

Die Länge dieses nördlichen großen Kannon des Saridschas beträgt also in der Luftlinie 4 km, doch windet sich diese Schlucht im Granit äußerst launenhaft. Die Abb. 35 zeigt, daß ihre Wände nichteinmal die Höhe von 100 m erreichen. Die Schlucht ist in eine ziemlich breite Mulde eingegraben, deren zerklüftetes Sohlenrelief in der Abbildung ebenfalls gut zu erkennen ist. Die Maße der Schlucht sind also garnicht abschreckend. Die Ursache, daß dieses Gebiet noch immer unbekannt war, ist nicht in der Felsenwelt zu suchen, sondern in den vielen rauschenden Bergflüssen, die lauter Sackgassen bilden. Wegen ihnen ist dieses Gebiet nur im Winter, wenn das Thermometer in Prschewalsk schon wochenlang $10-20^\circ$

unter Null gestanden ist, passierbar. Im Sommer kann man bloß über die Berge weg in eine oder andere Sackgasse einen Einblick gewinnen, wie dies BORGHESE, MERZBACHER und auch ich (1906) getan haben. Das Tor dieser großen Schlucht öffnet sich auf ein geräumiges Becken. Dieses Becken ist hier in der Mitte des innersten Tienschan ebenso wegen seiner Form, als auch wegen seiner Tiefe und Ausmasse ganz überraschend. Es bildet ein zwischen eisbedeckte Bergketten verstecktes warmes Fleckchen Erde, das von unpassierbaren Bergflüssen in voneinander wohl getrennte Zwischenräume zerlegt wird. Das Becken ist 20 km lang



und 10 km breit. Die starren trapezartigen Grenzlinien verraten schon ihren Ursprung als Produkt von Bruch und Einsturz. Ebenso die Tiefe. Denn die Nordecke, wo der Saridschas in das Becken tritt, liegt 2600 m hoch, während das Südtor, durch das der Saridschas das Becken verläßt, 2500 m hoch liegt. Dies ist das Ütschkül-Becken.

Die wesentlichste Angabe über den Aufbau des Ütschkül-Beckens ist, daß dieses fast dreieckige Becken die eingesunkene Mitte einer, der schon oben beschriebenen Saridschas-Kölü-Synklinale ähnelnden, zweiten Synklinale vorstellt. Der Begriff Synklinale bezieht sich hier auf die, während der epirogenen Hebung der großen Rumpffläche entstandenen Hochtäler. Wie nördlich der zueinander gehörigen tektonischen Kette des Saridschas-Tau und des Kölü-Tau ein Hochtal im Peneplain zugegen ist, auf der die Flüsse Saridschas und Kölü einander in der Richtung des großen Querbruches des Hohen Tienschan entgegenflossen, muß ich südlich der erwähnten Bergkette ein zweites derartiges Hochtal des Peneplain vermerken. Der Südrand dieses südlichen Hochtales bildet jene riesige Bergkette, die von KEIDEL Dschanart-Bogen genannt wurde. Diese Kette wird auf unserer Karte durch die

Pässe Dschanart, Kajtschi und Kukurtuk, sowie durch die russisch-chinesische Grenzlinie dargestellt. Sie fällt nicht bloß als Wasserscheide der Flüsse Akschirjak und Kokschal auf, sondern auch dadurch, daß sie von bis zum Fuß vereisten Sechstausendern gekrönt wird. Das Ütschkül-Becken wurde aus diesem südlichen Hochtal hauptsächlich durch den großen Querbruch herausgeschnitten, noch dazu mit Hilfe eines zweiten Querbruches, der auf die das Hochtal treffenden Längsbrüche genau senkrecht steht. Ich habe schon erwähnt daß der Haupt-Querbruch die herrschenden Längsbrüche mit geringer Abweichung von der N-S-Richtung



Abb. 55. Die Schlucht des Saridschas oberhalb des Iniltschek, von dessen Südtor gegen NNO. Der Aussichtspunkt ist auf Abb. 54. angegeben. Der Ort des Aussichtspunktes dieser Abb. ist auf Fig. 12 Seite 161 der „Beitr. z. Glaz. Zentralas.“ mit S bezeichnet. Der Aussichtspunkt ist in der Nähe des Aussichtspunktes der Abb. 56.

unter einem Winkel schneidet. Jene Bruchlinie aber, die das Ütschkül-Becken im Osten bergrenzt, schneidet die Längsbrüche genau unter einem rechten Winkel. So wurde das Ütschkülbecken dreieck-ähnlich. Der Südrand des Beckens wird durch NO-SW-Längsbrüche markiert. Das Ütschkül-Becken versank in diesem Dreieck so, daß die Stücke der Längsschollen als Stufen aufragen. Der Saridschas schmiegt sich an die Westwand des Beckens, auf die Hauptbruchlinie, wendet sich dann in der Südwestecke des

Beckens, zwischen zwei derartigen Stufen nach Nordosten. Die rechtwinkelige Bruchlinie im Südosteck des Beckens machte es ihm möglich ein Tor zum Verlassen des großen Hochtales zu finden um ins Tarim-Becken zu gelangen. Zwischen den beiden Synklinalen bestehen strukturelle Ähnlichkeiten, was auch auf ähnliche geschichtliche Ausgestaltung schließen läßt. Nur in der Form des inneren Gesenkes der Hochtäler besteht ein auffallender Unterschied. Während das Saridschasbecken ein Grabengesenke zwischen Längsbrüchen ist, weshalb es eine W-O-Achse besitzt, ist das Ütschkülbecken dreieckig. Dementsprechend bietet der

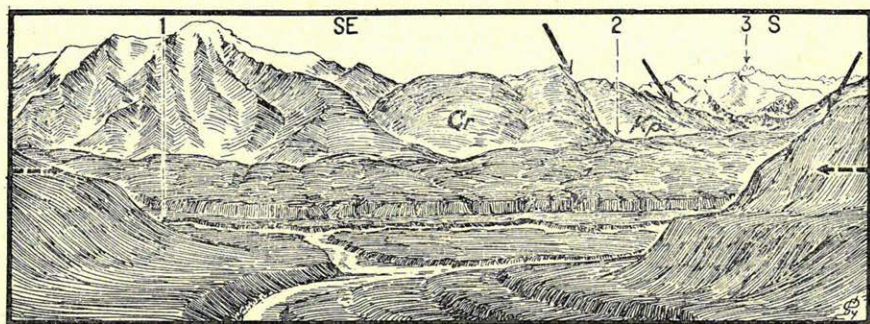


Abb. 56. Das Ütschkül Becken aus dem Tor der Saridschas-Schlucht gesehen 1. Iniltsebek, 2. Jener Abschnitt des Kaündü, der auf Fig. 15. Seite 163 der „Beitr. z. Glaz. Zentr. etz“, mehr ausführlich dargestellt ist. 3. Sechstausender in der Gegend des Dshanart-Passes. Unter dem Pfeil No. 3. der Kumar-Abschnitt des Saridschas. Das schwer wahrnehmbare dunkle niedrige Gebirge ist das Orokher-tau mit den Aussichtspunkten der Abb. 54 und 55. Die rechts von 1 sichtbare Spitze ist identisch mit der auf Fig. 12 Seite 161 der „Beitr. z. Glaz. etz.“ sichtbaren, nördlich des Buchstabens E stehenden Bergspitze. Die Pfeile bezeichnen die Bruchlinien des Ütschkül-Beckens.

Südrand des Beckens dort, wo sich die Längsbrüche befinden, ein ganz anderes Bild, als der Ost- und Westrand. Die Schlucht des Saridschasflusses windet sich im Süden zwischen niedrigen, jedoch zu fast messerscharfen schmalen Kanten erodierten Felsgraten hindurch, während im Osten und Westen abgebrochene Felswände auf das Becken blicken.

Die Nordecke des Ütschkül-Beckens (Abb. 36.) ist eine mit mindestens 500 m mächtigem Schutt und Schotter gefüllte Nische. Die Wasser des aus der Schlucht tretenden Flusses stoßen auf diese Schuttmasse, die sie auszuweichen gezwungen sind, weshalb sich der Fluß gegen Westen wendet. Zwei km von seinem Tor stößt er auf den Schuttkegel des Kaündübulak, gleichzeitig aber auch an

die Felswand des großen Querbruches, so daß er sich hier abermals gegen S wendet, wobei er stets in einem selbstgegrabenen Terrassental fließt. Das Bild des Beckens wird nicht nur durch die Abb. 56, sondern auch durch meine beiden schon früher mitgeteilten Skizzen (16 Fig. 12 und 15.) veranschaulicht. Im Becken selbst habe ich nachdem der diluviale Schotter hier alles bedeckt, keine Hanhai-Schichten gefunden, so daß das ganze Becken einen mit derartigem Schotter ausgefüllten Sack darstellt. Hingegen sprechen die weitausgedehnten breiten roten Hanhaischichten der benachbarten Terekti- und Akschirjak-Täler davon, daß das Gesenke des Ütschkül-Beckens noch sehr jung ist, und daß unter seinen diluvialen Schottern Hanhaischichten zu vermuten sind.

Ich passierte das Becken in strenger Novemberkälte in der auf dem, hinter dem Iniltschek-Fluß der Abb. 56 sichtbaren welligen Anschwemmungsfeld mit 5 bezeichneten Richtung. Auf dieser Abbildung ist auch jener niedrige, kleine, dunkle Felsgrat (Orokher-tau), unmittelbar unter der Ziffer 3 zu sehen, der quer zum Weg des Saridschasflusses stehend, diesen zur Zurücklegung des auf unserer Karte sichtbaren großen Bogens zwingt. Das wellige Anschwemmungsfeld besteht hauptsächlich aus Granitschutt, der nur von Norden oder Osten hierher gelangen konnte. Die westlich stehenden Terekti- und Ischigart-Tau Berge sind hauptsächlich aus Schiefer und Kalkstein aufgebaut. Diese Aufschüttung hängt nach meiner Ansicht mit der Vereisung in der Akkija-Periode zusammen. Es kann auch angenommen werden, daß der Hauptgletscher der Akkija-Epoche den schon erwähnten ungefähr 2800 m hohen Grat des Orokher-tau erreicht hat.

Der Iniltschek und der Terekti fließen ebenso entgegengesetzt in dem gleichen Tal zusammen, wie die südlich benachbarten Flüsse Kaündü und Ütschkül dies ebenfalls tun, und wie wir dies schon beim nördlich benachbarten oberen Saridschas und Kölü gesehen haben. Doch folgen auch weiter im Süden der Akschirjak und Taldibulak diesem Gesetz. Wenn wir keine anderen Anhaltspunkte hätten als nur diese eigenartige Starre des Flußnetzes, müßten wir mit der Arbeitstheorie der Bruch-Schollen-Tektonik arbeiten, nachdem wir hier vergeblich nach einem Orogen der regelmäßigen Faltung im Sinne des Jura-Gebirges suchen würden. Der Kaündü-Ütschkül-Graben bildet einen geraden Sprung, eine starre Verwerfung. So sind auch die anderen, wie das die gegenüberliegenden Seiten des Grabens beweisen. Wo diese von den großen Querbrüchen getroffen werden, erfolgte Zerstückelung und schollenweises Absinken. Im Ütschkül-Becken erreichte dieser

Vorgang Tiefen, in denen die Hanhaischichten unter dem diluvialen Schotter und den Akkija-Moränen verschwanden. In der Gegend des Orokher-tau, also an der Südseite des Ütschkül-Beckens, blieb als eigenartiger, natürlicher Staudamm eine Felswand höher stehen, der östliche Ausläufer des schmalen Grates des Ischigart-tau. Die Abb. 57 veranschaulicht dieses Orokher-tau. Im mittleren Hintergrund sind zwei vereiste Spitzen des Ütsch-schat-tau zu sehen, die den Taldibulak-Gletscher hüten. Vor diesen befindet sich die südöstlich streichende große Bruchlinie, die die Leitlinie der südlichen Kumar-Schlucht des Saridschas

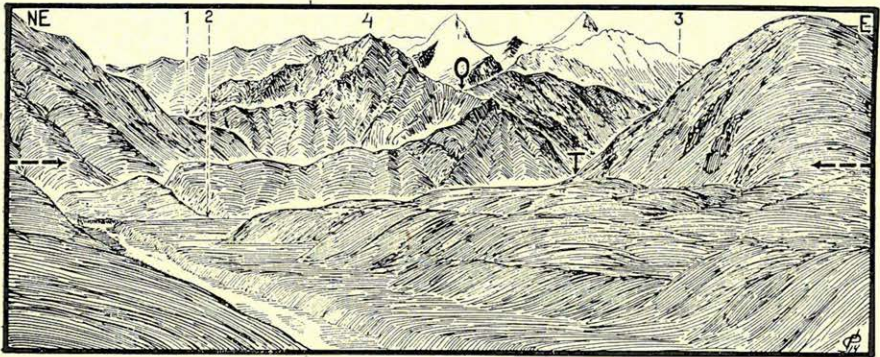


Abb. 57. Die Gegend des Zusammenflusses der Flüsse Akschirjak, Dschanart und Saridschas, von der Höhe der zwischen dem Akschirjak und dem Dschanart befindlichen Terrasse. (2640 m). Im Vordergrund der in den Akschirjak mündende Dschanart. Der Aussichtspunkt der Abb. 58 ist auf dem unterhalb der nördlichen Spitze der beiden hohen Üsch-tschat-tau Spitzen befindlichen Bergkamm an jener Stelle zu sehen, die mit einem Pfeichen O bezeichnet ist. 1. Mündung Saridschas-Taldi-bulak. 2. Mündung Saridschas Akschirjak. 5 = Kumar-Schlucht des Saridschas. Pfeil T = Taschkoro.

bildet. Sowohl unterhalb des südlichen, als auch des nördlichen Ütsch-tschat setzen zwei auffallend niedrige und ziemlich gleichmäßig hohe Berggrate an, die die Verbindung mit dem Grat des Ischigart-tau herstellen. Die beiden niederen Grate verschmelzen in einer Entfernung von 25 km, im geschlossenen Grat des Ischigart-tau wieder. Zwischen den beiden Graten befindet sich das Tal des Taldibulak. Auf der Abb. 57 ist nur der entlang der durch die Signaturen NE — 1 — O und der südlichen Hauptspitze festgelegten Linie verlaufende südliche Grat zu sehen. Der Paß „O“ ist 2800 m, die daneben befindliche Fels Spitze ungefähr 5000 m hoch. Westlich dieser Fels Spitze befindet sich der tiefe Graben, den der Saridschas-Fluß durchbraust.

Am Südrand des Utschkül-Beckens tauchen also die Umrißlinien zweier Mulden längs der Scheitellinie des Orokher-tau auf. Wenn der Akkija-Gletscher hier das Becken tatsächlich ausgefüllt hat, so blickte er durch diese beiden Mulden, die sich rechts und links der auf Abb. 37 mit 4 bezeichneten Mittelspitze befinden, in den Kumar-Graben hinüber. Das Orokher-tau ist aus lotrecht gestellten west-südwestlich streichenden, stellenweise fillitartigen grünlichbraunen kalkigen Sandsteinschieferfalten aufgebaut. Dieses Gestein ist älter oder gleichalt mit dem untersten Karbon. Der Saridschas grub sich sein Bett in die westliche Mulde und

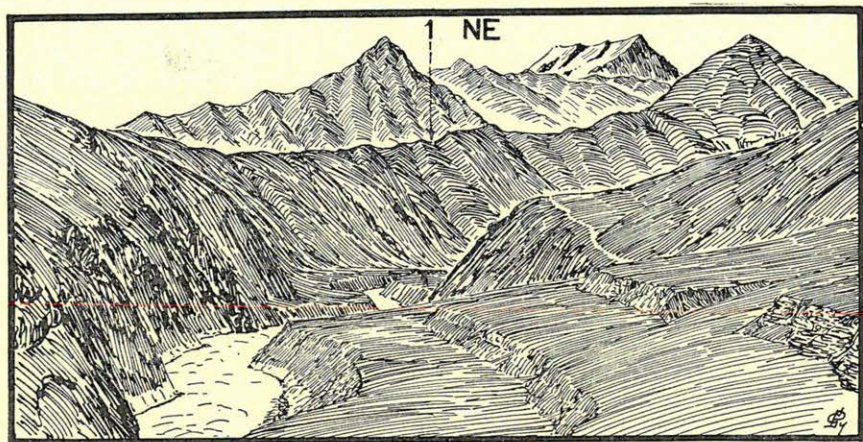


Abb. 58. Das Orokher-tau in der Kumar-Schlucht des Saridschas. Aussichtspunkt oberhalb der Mündung des Ojkajin-Baches (2410 m). Im Vordergrund rechts der Terrassenschuttkegel des Ordösch-Baches. Dahinter das Ketschken-Tasch Steilwand, über das der Pfad führt. Der Linksufer des Saridschas wird vom Orokher-tau begleitet, hinter dem sich das Taldibulak-Tal befindet. In NO-licher Richtung befindet sich das Üsch-tschat-tau. 1. Aussichtspunkt der untersten Abbildung der Tafel VI.

erodierte dort eine sehr tiefe Schlucht. Die Abb. 37 zeigt, daß der Saridschas entlang des südlichen Grates des Orokher seit dem Beginn des Diluvium sein Bett oft geändert hat. Unterhalb der Mündung des Akschirjak befindet sich sogar eine verlassene Schlucht.

Am Nordgrat des Orokher-tau läßt sich indessen nur eine Mulde feststellen, noch dazu in einer derartigen Mittellage, daß sie gerade an die mit 4 bezeichnete mittlere Spitze stößt. Wir können endgültig feststellen, daß die Schlucht des Saridschas im Orokher-tau einen Staudamm durchschnitten hat, der zu Ende der Hanhai-Periode durch Abreißen des östlichen Endes des Ischigartau, also möglicherweise schon im Neogen, entstanden ist.

Werfen wir nur noch einen Blick in die Kumar-Schlucht, dem bisher südlichsten bekannten Punkt des großen Saridschasquergrabens. Jenseits des Orokher-tau befindet sich abermals eine Talerweiterung, die auch als kleines Becken aufgefaßt werden kann. Die Kirgisen nennen eigentlich dieses kleine Becken Kumar. Daher kann dieser Name kaum mit der Bezeichnung „Kumaryk“ MERZBACHERS identisch sein, dessen Bedeutung schwerlich Kumarik also Sandgraben, Sandkanal, sein mag. Das Kumar-Becken wird durch eine alte, noch im Lager an Ort und Stelle gemachte

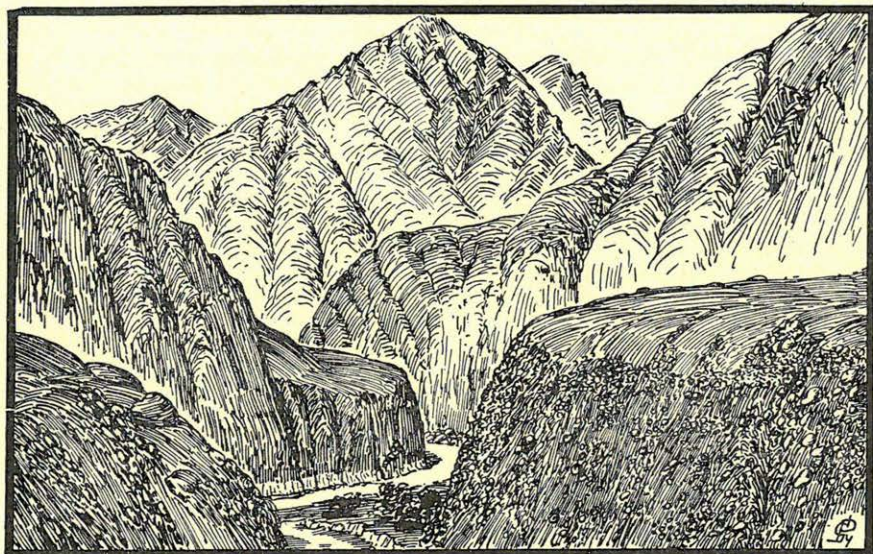


Abb. 59. Der letzte bislang erreichte Punkt in der Kumar-Schlucht des Saridschas von der 2520 m hohen Terrasse, die sich oberhalb der Mündung des Terekti (2200 m) befindet.

Skizze veranschaulicht (6.— VII. 5.). Die auffallendsten Züge sind: sehr hohe vereiste Spitzen und Grate (Dshanart-tau) im Süden, davor breite Stücke des Peneplains mit fladenartig sich darüber ausbreitenden Gletschern. Unter den Ebenen des Peneplains sehr steile, 1000 m hohe Felswände, deren eine von den Kirgisen Üschtschoko genannt wird. Im Becken eine fast kilometerbreite 300 m dicke Schotteranfüllung. Die Beckensohle ist insgesamt 5 km lang und liegt genau in der Achse des Ütschkül-Beckens. Von diesem wird es bloß durch die Scholle des Orokher-tau getrennt. Es scheint, daß das Kumar Becken eine ebensolche Nische des Beckens im Süden ist wie das hinter der Mündung des Iniltschek befindliche im Norden.

Der Saridschas verläßt (nach meinen Messungen) das Orokher-tau in einer Höhe von 2415 m. (Die Höhenangaben MERZBACHERS im Kaündü-Tal sind unbedingt fehlerhaft.) Eigentlich mündet der Fluß in den tektonischen Graben des Akschirjak, als dessen unverhältnismäßig großer Nebenfluß. Erst 6 km von der Vereinigung mündet das Akschirjak-Tal in das Kumar Becken. Die Abb. 38 zeigt, daß der Saridschas früher noch weiter oben, durch eine andere Schlucht in den Akschirjak stürzte. Das Tal ist hier ziemlich geräumig, doch ist seine Sohle schwer passierbar. Es weicht nur wenig von der Streichrichtung des kalkigen Sandsteinschiefers

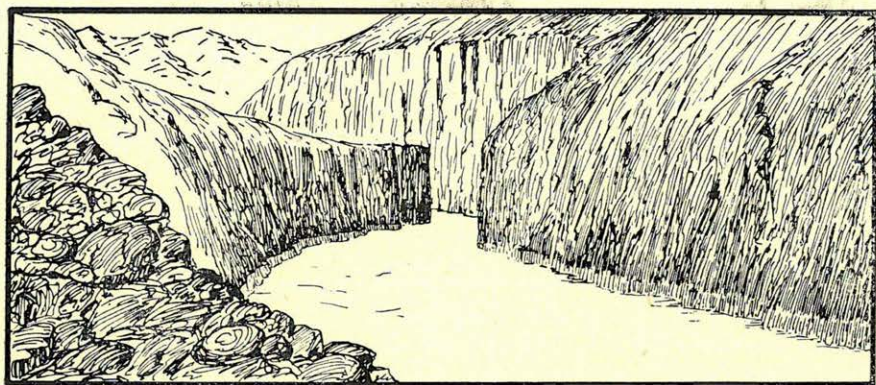


Abb. 40. Taschkoro (2410 m). Die Schlucht des Saridschas unterhalb der Akschirjak-Mündung.

und Tonschiefers gegen NO ab. Dies, das heißt die stärkere Unterwaschung des Orokher-tau, wird sichtlich von den Schneebergen und den daraus strömenden Bächen der Südseite, Taschkoro, Aramar, Ojkajin verursacht. Wegen ihnen steigt auch der Pfad bis 2600 m, 200 m über den Fluß. (Abb. 38).

Das Kumar-Becken war in der Tat bis zu Grathöhe des Orokher-tau mit Gerölle angefüllt. Bei dieser Anfüllung spielten die Moränen der älteren Akkija-Vereisung gewiß auch eine Rolle, doch ist fluvoglazialer Terrassenschotter das wichtigste Glied. Seit der Burkhan-Periode hat der Fluß 300 m dieser Schotter ausgewaschen. Er wird von großen und hohen Terrassen begleitet, die bis zur Mündung des Terekti-Baches reichen. Hier tritt der Saridschas ausnahmsweise in eine Kalksteinschlucht, die seine Erosion noch erleichtert. Dies ist der weiß verwitternde, zur Schieferung neigende unterkarbonische Kalkstein, der hier als mächtige Felswand in der großen Bruchlinie zu Füßen der Felsalpen erscheint.

8. Die Südseite des Külü-Tau und das Dschanart-Akschirjak.

Das hier nun folgende Kapitel stellt in Vereine mit den spärlichen Angaben FRIEDERICHSENS (22.—105), all das vor, was wir über dieses Gebiet wissen. FRIEDERICHSEN selbst hat auch nur das nordwestliche Eck dieses Gebietes im Terekti-Tal bis zur Höhe 3060 m, im Ütschkül-Tal bis zur Höhe 2735 m, sowie die Nordseite des Ischigart-Passes betreten. Trotzdem war seine Beobachtung, nach welcher der 3700 m hohe Terekti-Paß und das südlich davon liegende Tal auf Hanhai-Schichten liegen, sowie, daß die mit weißgeadertem, dunklen unterkarbonischen Kalksteinbänken abwechselnden stark gefalteten NNO-lich streichenden Schiefer das Liegende einer außerordentlich mächtigen heller gefärbten Kalksteintafel bilden, besonders wertvoll. Letzteres scheint das vorherrschende Gestein nicht nur des Terekti-Tau, sondern auch des Hauptkammes des Külü-Tau zu sein. Dies geht aus dem Gerölle der Gräben, die um den Saposchnikow-Berg liegen, hervor. An der Südseite des Terekti-Tau fand FRIEDERICHSEN auch Porphyritkonglomerat, aus dem auf ein Begleitgestein eines postkarbonischen Längsbruches geschlossen werden kann. Die Hanhaischichten des Terekti-Passes befinden sich in einem verworfenen Graben. Die Verwerfung streicht gegen N. Die geologische Skizze FRIEDERICHSENS stimmt also völlig mit meinen Beobachtungen die ich im angrenzenden Gebiet durchführen konnte und die die im ganzen Tienschan gewohnte eintönige Tektonik wiederholen, sehr gut überein. Ebenso ist auch die Beobachtung FRIEDERICHSENS bezüglich der großen Rumpffläche, mit der er DAVIS zugekommen ist, wichtig, so daß wir ihn als Entdecker dieser Rumpffläche betrachten müssen. FRIEDERICHSEN erkannte auch richtig, daß der Grat des Ischigart-Tau aus einer allgemeinen großen Ebene herausgespalten wurde, so daß, wenn er auch die von mir beschriebene Bruchstruktur nicht oder kaum erwähnt, die Erkenntnis dieser Tektonik in seinen Beobachtungen enthalten ist.

Ich habe die Routen FRIEDERICHSENS überall durch meine ergänzt. So gelangte ich im Terekti-Tal bis zur Höhe 3060 m, indem ich im November 1906 leicht über den Saridschas gelangte, was im Sommer unmöglich gewesen wäre. Dies war auch die Ursache, weshalb FRIEDERICHSEN ebenso, wie alle seine Vorgänger und Nachfolger zur Umkehr gezwungen wurden.

Der Südrand des Külü-Tau, der auf das Terekti-Tal blickt, ist in einer Länge von mindestens 50 km ein einziger mächtiger Bruch. Entlang der Südseite dieses Gebirges zieht sich der gleiche Bruch

hin, der sich im Tal des Iniltschek weit gegen Osten und wie anzunehmen ist, auch gegen Westen erstreckt. Zumindest fällt der Diabas des Irtasch-Tales gegenüber der Mündung des Djaman-Baches in diese gerade Linie. Auch diese Bruchlinie ist sehr alt. Sie gelangte später zu neuer Belebung, in dem sie bei der neuerlichen Zerbröckelung im Neogen eine unmittelbare Wirkung auf die Ausgestaltung des Gebirges ausübte, ebenso, wie so viele andere, im Neogen sich erneuernden tektonischen Linien. Die durch das Terekti-Tal streichende Bruchlinie wurde ebenfalls erst im Neogen zu einer orotektonischen Hauptlinie. Zu dieser Zeit fand nämlich zwischen ihr und der im Ütschkül-Tal befindlichen Bruchlinie ähnlichen Ursprunges eine große Grabensenkung statt, die zwar nicht in der Form, wohl aber dem Ursprunges nach der oberhalb der Kölü-Mündung stattgefundenen Grabensenkung des Saridschas ähnelt. In der Form gestaltete sich dieses Gesenke anders, nachdem die lange, schmale, zwischen dem Ütschkül- und Terekti-Tal befindliche Platte, die einer abgerissenen Stufe ähnelt, recht hoch blieb, damit sich aus ihr ein niedrigerer Bergkamm, das heutige Terekti-Tau bilden konnte.

Ich sah viele Spuren der Verwerfungen und des Bruchliniensystems. Den besten Beweis bildet der voneinander abweichende Aufbau der Süd- und Nordseite des Tales. Im Norden, also in der Wand des Kölü-Tau, herrscht der Granit vor, der von lotrecht gefalteten Schichten von weißeadertem, dunklen unterkarbonischen Kalkstein, schieferigem Kalksandstein, fillithältigem weißgrauen Kalksteinschiefer begleitet wird, und hier hauptsächlich als fleischrote Biotitgranitmasse erscheint. Diese Faltung wird durch die Verwerfung, die allerdings bloß unter geringer Winkelabweichung erfolgte, vom Granit abgeschert, so daß oberhalb der Terektimündung, in einer Entfernung von 12 km schon der nackte Granit als Talwand emporragt. Ebenso hätte sich die gerade Linie des Terekti-Tales ohne die gerade Bruchlinie nicht gebildet, trotzdem ist ihre Gleichgültigkeit gegenüber den Gesteinsmaterialien geradezu auffallend, ebenso wie auch die der anderen Täler des Hohen Tienschan. Die Bruchlinie war im übrigen um die Tal-mündung mit der Hand zu greifen. Hier überdeckt fillithältiger älterer Schiefer den unterkarbonischen Kalkstein.

Die südliche Talwand, also das Terekti-Tau ist in seiner ganzen Ausdehnung von Gesteinen der Schiefergruppe aufgebaut. Doch erscheint auch hier infolge der mit einer Winkelabweichung von höchstens 10° schneidenden Bruchlinie 12 km von der Mündung ein Fleck des Granits. Ganz besonders schwerwiegend ist die

Lage der von FRIEDERICHSEN am Terekti-Paß und von mir im unteren Abschnitt des Terekti-Tales entdeckten Hanhaischichten. Diese Süßwassergeschiebe und Abtragungsgeschiebe liegen, abgerechnet die durch die vielen „Kisil-su“ (Rote Wasser) stattgehabten Umlagerungen, alle auf der großen Rumpffläche, bzw. verborgen im neogenen, jungen Gesenke. Deshalb übernehmen sie, mangels besserem in Mittelasien die Rolle der Leitfossilien. Die Hanhai-Scholle FRIEDERICHSENS befindet sich hier auch in 3000—3800 m Höhe unter der Verwerfung von 4500 m hoch aufragenden Karbonkalksteinwänden. Im Grund des Terekti-Tales befindet sich in einer Höhe von 2800 m ein Fleck von 500 m Ausdehnung, der annehmbarer Weise von Hanhaischichten gebildet wird. Hier befinden sich somit junge Einbrüche, hauptsächlich entlang von N-S-Brüchen. Die kesselartigen Hanhai-Vorkommen können nicht anders, als durch das Vorhandensein von Gesenken ähnlich dem Ütschkül-Becken, erklärt werden. Zum gleichen Komplex gehört endlich die Frage des Schollencharakters der Gipfel der Alpenriesen. Auch hier im Kölü-Tau erhebt sich an ein halbes Dutzend vereister Horste burgartig aus dem eintönigen Relief der Rumpffläche.

Das Ütschkül-Tal, das südlich des Terekti-Tales parallel zu diesem verlaufenden großen Tal, bildet den unteren Abschnitt des schon beschriebenen Irtasch-Tales. In diesem Tal habe ich nur sehr wenig gesehen. Am ersten Tag (10. Nov.), lag das Tal in dichten Nebel gehüllt, am nächsten peitschte mir der Wind eisigen Schnee in die Augen, bis uns am Ischigart-Paß ein starker Schneesturm faßte, so daß wir ihn durch tiefen Schnee wattend passieren mußten. Aus dem Gerölle der Wasserrisse und Bächlein folgere ich, daß diese Seite des Terekti aus den Gesteinen der Schiefergruppe aufgebaut ist, doch sah ich im untersten, Sulukain genannten Abschnitt, auf einer ziemlich langen Strecke grünlichgrauen Diabas. Auf der Seite des Ischigart-Tau herrscht der Karbonkalkstein, so daß es scheint, als ob der ganze Bergrücken aus den wenig gefalteten karbonischen Deckschichten besteht, die auch am Kölü-Tau zu finden sind. Ihre dicken Bänke waren an den ziemlich steilen Berghängen häufig zu sehen.

Südlich jenseits des schmalen Bergrückens konnte ich zweimal ziemlich reichhaltiges Beobachtungsmaterial sammeln. Einmal im Sommer und einmal im bitterkalten Winter. Hier hört die Parallelität der Bergkämme und der sehr langen, starr geradlinigen Täler der Nordseite auf. Es scheint, als ob an der Nordseite des Tienschan parallel zur Achse des Issikkul verlaufende und im

Narin-Tal besonders auffallende W-O-lich streichende tektonische Linien vorherrschen, während südlich der Narin-Linie, sowie hier südlich des Ischigart sowohl in der Faltung des vorkarbonischen Grundgebirges, als auch in dessen nachfolgenden Brüchen, Bögen zum Ausdruck gelangen würden. Vielleicht bietet der Tienschan deshalb von Norden einen anderen Anblick, wo unabsehbare Ketten von Schneebergen in starren geraden W-O-lichen Linienzügen stehen, als von Süden, wo die Bergketten so auf das Tarimbecken blicken, wie die ostasiatischen Bögen auf den Ozean. Dieser Unterschied tritt auch in der Tektonik des Kölü-Tau und des Dschanart-Tau zu Tage.

Die Hauptachse des Grundgebirges ist, wie dies südlich der russisch-chinesischen Grenzketten hauptsächlich von KEIDEL, nördlich derselben von mir festgestellt wurde und aus unseren Aufnahmen hervorgeht, in der Gegend der Kumarischen Schluchten des Saridschas stark nach Süden gerichtet. Dieses Grundgebirge, dessen Leitlinien aus den im allgemeinen leicht zu erkennenden Streichrichtungen, der stark zusammengepreßten Faltung der Gneis-Glimmerschiefer-Metamorphschiefer-Kalkschiefergruppe hervorgehen, ist in der Kantengri-Gruppe schmal zusammengestaut. Es ist möglich, daß die ursprüngliche Ursache für die immense Höhe der Bergriesen dieses Gebietes (6—7000 m) hierin zu suchen ist. Doch habe ich schon zu wiederholten malen darauf hingewiesen, daß das Grundgebirge noch im Karbon Rumpflflächencharakter angenommen hat, so sehr ist es abgetragen worden. Dieser Abtragung konnte sich auch das Gebiet der heftigsten Faltungen nicht entziehen. Allerdings konnte das lotrechte Bündel der stärksten Faltungen übrigbleiben. Dieses konnte dann zur Zeit der großen epirogenen Hebung eine feste Säule bilden und zu einer hoch emporgeschobenen Scholle werden, die inmitten der neogenen Senkungen stehen blieb. Aus dieser Annahme, besser gesagt Arbeitshypothese folgt, daß die Einwirkung der Tektonik des Grundgebirges auf die Höhe des Reliefs wohl eine geringe sein konnte, doch wirkte sie umso mehr auf die horizontale Ausdehnung der Gebirge ein. Daß nämlich die Faltung des Grundgebirges auf die Ausgestaltung der heutigen Orographie einen großen Einfluß hatte, erscheint zweifellos.

Aus der Richtung des Kantengri streckten sich zwei Bündel der Grundgebirgsfalten gegen Westen aus. Das nördliche Bündel zeigte starre und gerade Linien. Abgesehen von seinen äußerst wenig gegen Süden abweichenden Hochtälern, streicht die Achse dieses Bündels in starr W-SW-licher Richtung. Dieses Bündel brei-

tet sich, wie wir später noch sehen werden, entlang der Linie des Issikkul und Akschirjak Gebirges, also des 78. Längengrades unter Beibehaltung seiner starren Linien auseinander, beziehungsweise, verästelt es sich. Es bildet auf der Karte eine große Schere, deren nördlicher Ast sich weit gegen Westen in das Terskej-Alatau erstreckt, während sich ihr Südast ebenfalls unter Beibehaltung ihrer starren geraden Linien bis zum Tschatirkul erstreckt.

Das südliche Bündel bildet indessen einen kühn geschwungenen Bogen, oder eine Kette von Bögen, der oder die sich entlang des Randes des Tarimbeckens in der Richtung auf Kaschgar ge-

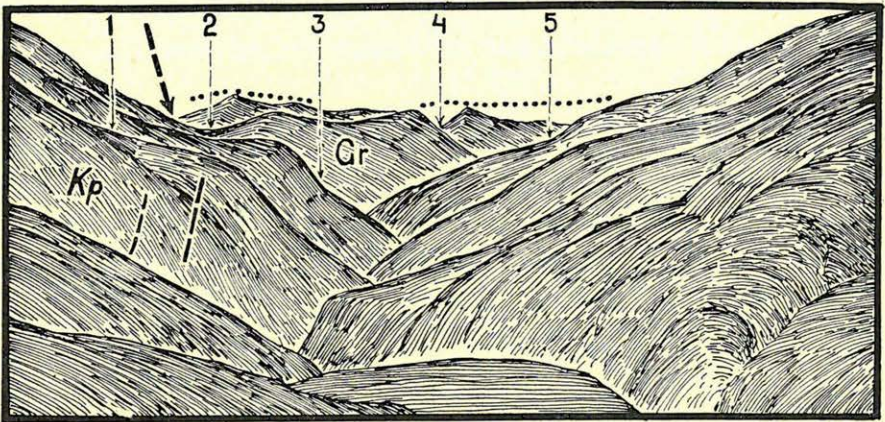


Abb. 41. Der unterste Abschnitt des Akschirjak-Tales von der 2640 m hohen Terrasse oberhalb der Dschanart-Mündung. 1. Ilbischti-Tal. 2. Aktschi-Paß (2950 m), der Aussichtspunkt der Abb. 42, 3. Aktschi-Tal, 4. Die Etschelütascher Granitschlucht des Akschirjak, 5. Das Ojnok-Tal, links das Kolkalkak-Tau, rechts das Ischigart-Tau. Im Vordergrund die II. große, „Burkhan“-Terrasse des Akschirjak. Der Pfeil bezeichnet die Kontaktfläche zwischen Tonschiefer (Kp) und Granit (Gr).

lagert haben. Während das Ischigart-Tau zum nördlichen Bündel gehört, bildet das Dschanart-Tau ein Glied des südlichen Bündels. In der Weiterung zwischen Beiden, die im übrigen von einer gestörten Faltung des Grundgebirges ausgefüllt ist, befindet sich heute das Sammelgebiet der Wasser des Akschirjakflusses.

Hier muß ich vor allem zwei verschieden große Granitmassive erwähnen. Der eine, der nördliche, befindet sich unter dem Ischigart-Tau und erstreckt sich südlich desselben entlang des Gebirges in einer Länge von 42 km. Seine Breite erreicht an der Oberfläche kaum 10 km. Ich bezeichne diese Granitscholle mit dem Namen

des in ihrer Mitte befindlichen Kannons Etschkelütasch (Ziegenberg). Das größere Granitmassiv bildet den Kern des Dschanart-Tau. Dieses ist mindestens 60 km lang (das östliche Ende kenne ich nichteinmal annähernd) und in der Linie des Kajtschitales 15 km breit. Das Alter der beiden Granitschollen wird durch den Umstand einigermaßen beleuchtet, daß die schon vollendete unterkarbonische Faltung sich an sie schmiegt und sie sozusagen umschlingt. Die südliche Scholle nenne ich von ihrer höchsten bekannten Spitze (M.-Berg ung. 6500 m) Merzbacherscholle.

Zwischen der Etschkelütasch-Scholle und der Merzbacher-

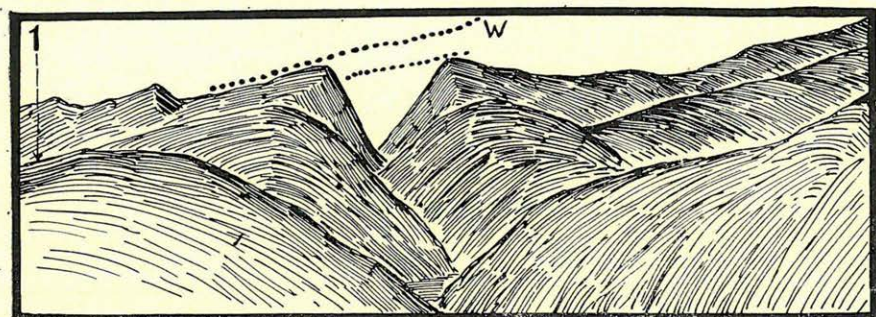


Abb. 42. Die Etschkelütascher Granitschlucht des Akschirjak vom 2950 m hohen Aktschi-Bel. Ein von Moränen bedecktes Granitplateau. Rechts das erste Tal des Ischigart-Tau (Ojnok-Djar). 1. Der Aussichtspunkt der Abb. 45, der 5050 m hohe Kamm oberhalb des Terekty-Tales.

Scholle befindet sich die Schieferfaltung des Kōlkalkak-Tau, die gegen Osten schmaler werdend, sich gegen Westen verbreitert und verästelt. Tektonisch hängt im Osten das Üschtschoko-Gebirge auffallend mit ihm zusammen. Die Merzbacherscholle wird im Süden ebenfalls durch eine, nach den Mitteilungen KEIDELS, die Vorherige an Breite und Mächtigkeit weit übertreffende Faltung umschlossen. Die einer, in die Mitte des Karbon zu stellenden Transgression zuzuschreibenden Kalksteintafeln, sind auch hier in großen Flocken übriggeblieben. Auch hier ist es fast absolut gewiß, daß die Transgression eine vollkommen abgetragene Relief betroffen hat. Die Angara-Schichten fehlen, hingegen sind die roten Sandsteine der Hanhaischichten in großer Ausdehnung anzutreffen, doch bloß nur mehr in den tertiären Gesenken. Die Ränder der Hanhaischichten reichen in der Mulde des unteren Abschnittes des Akschirjak bis 5100 m, im Tschagir-Su-Becken bis 3600 m, im Bedel-Becken bis 3500 m hoch hinan. Es ist aber auch

hier zweifellos, daß die Hanhaischichten ursprünglich ein viel größeres Gebiet bedeckt haben. Im Quellgebiet des Tschagir-Koindü, also an der Südseite des großen Akschirjak-Gebirges, sind in einer Höhe von 4100 m die noch immer genug großen, in Türme und Spitzen und pilzartige Felsformen verwitternde Mengen derselben weithin zu sehen.

Die heutigen Formelemente des Reliefs wurden auch hier durch die tertiären Bruchlinien geformt. Am tiefsten kam der Körper und die Umgebung der Etschkelütas-Scholle zu liegen. In dieses Gesenke fließt heute der Akschirjak und wir werden sehen,

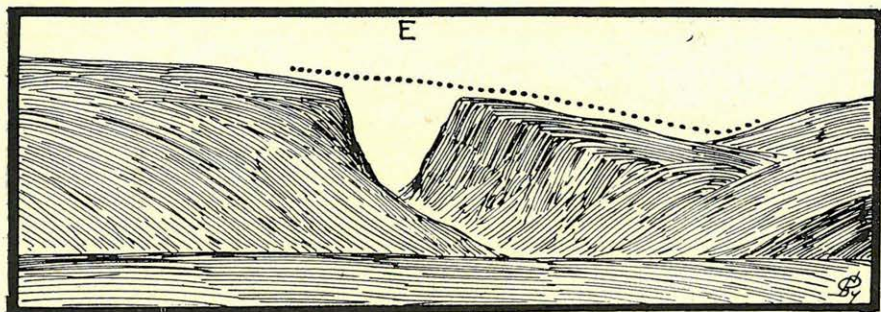


Abb. 45. Der westliche Eingang der Etschkelütasch-Schlucht des Akschirjak-Flusses von der Mus-Bulak-Terrasse aus nach Osten gesehen (2850 m).

daß dieses Gesenke das östliche Ende des mächtigsten Grabensystems des Tienschan, des Großen Narin-Grabens bildet. Eigentlich könnten wir dieses Grabensystem noch mit der südlichen Hälfte des Ütschkül-Beckens ergänzen, nachdem der kleine Grat des Orokher-Tau, mit dem diesen umschließenden Saridschas-Tal eine hinter dem großen Querbruch gelegene abgerissene Stufe des Akschirjak-Grabens bildet. Doch kann die große Talmulde des Akschirjak auch geologisch als selbständiges tektonisches Glied behandelt werden, das sich zwischen den Punkten 2820 und 2420 m des Flusses befindet. Zu diesem Glied gehört der östliche Teil des Ischigart-Tau, diese lange Karbonkalksteinscholle, die zwischen den Brüchen des Ütschkül und Akschirjak einem auf die Erde gelegten Holzschitt ähnelt. Die Nordgrenze dieses Gliedes bildet also das Ütschkül-Tal, die große Längsbruchlinie, während die Südgrenze durch jene Bruchlinie gebildet wird, die auch aus der Ferne unschwer in der Nordseite des Kölkalkak-Tau, in der Richtung der Ütschchokoer Terekti-Täler Taschketschü und Tschong-sate leicht zu erkennen ist.

Hier befinden sich von der Höhe des Etschkelütasch bis zur Mündung des Akschirjak die Überreste einer großen und breiten Talmulde in der Höhe. Heute ist der Westrand dieser 5—6 km breiten Talmulde am Etschkelütasch kaum höher als 3200 m. Das Etschkelütasch bildet aber die Fortsetzung des an der Seite des Ischigart-Tau befindlichen glatten Hanges. Seine Kuppe ist flach und wird von ihm nur durch das tiefe Kannon des Akschirjak getrennt. Die unterste Linie des Hanges des Ischigart-Tau befindet sich nicht oberhalb des Etschkelütasch-Kannons des Akschirjak, sondern 2 km weiter gegen S, wo sein Paß bloß 3150 m hoch liegt.

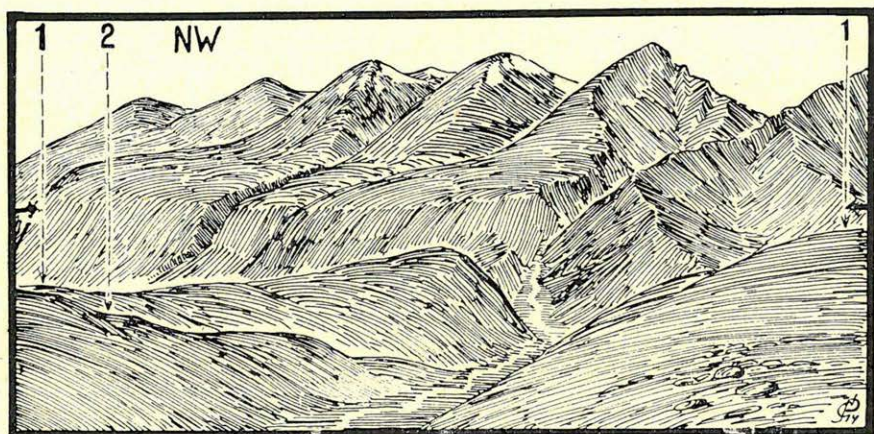


Abb. 44. Der Südhang des Ischigart-Tau von der Taschketschü-Terrasse (Im Vordergrund 3500 m), des Akschirjak. 1. Tal des Akschirjak-Flusses, 2. Tal des Etschkelütasch.

Der Akschirjak hat sich also sein Bett nicht in der Tiefenlinie der alten Talmulde gegraben. Sein Bett windet sich eigenartigerweise in die Seite des Ischigart-Tau hinein, aus dem es ein Segment abtrennt und erst danach in die Tiefenlinie zurückkehrt. Dies kann nur auf zwei Arten erklärt werden: Entweder hat sich die Talmulde verbogen, was zwar als Begleiterscheinung der riesigen im Neogen stattgefundenen Hebung des Hohen Tienschan ganz gut denkbar wäre, aber doch schwer erfaßt werden könnte, oder aber war die Linie des 3150 m hohen Passes früher mit einem derartigen lockeren Gesteinsmaterial ausgefüllt, das nachdem der Akschirjak sich sein Bett schon tief eingegraben hat, abgetragen wurde. Der Akschirjak tritt heute bei 2820 m in das Kannon. Die Gestalt der alten Talmulde zeigen die Abbildungen 41—44. Die Abb. 49 zeigt die Südseite mit den Mulden des rechts im Hintergrund sichtbaren

Kölkalkak-Tau. Es braucht natürlich nicht erst besonders erwähnt zu werden, daß die Talmulde, in die der Akschirjak sein Bett eingrub in ihren höheren Teilen voll von Spuren der Burkhan-Vereisung ist.

Der peneplaine Scheitelhorizont des Etschkelütasch verschmilzt im Osten mit der schon des öfteren erwähnten peneplainen Quermulde des Saridschas, deren Überreste in sämtlichen Tälern anzutreffen sind. An der Westseite wird die peneplaine Mulde Etschkelütasch durch eine junge neogene Bruchlinie jäh und starr unterbrochen. Hier ist eines der im Tienschan häufigen

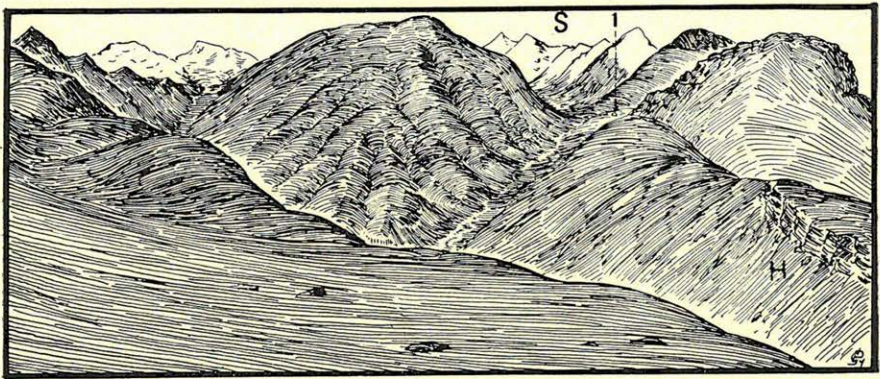


Abb. 45. Das Terekti-Tal des Kölkalkak-Tau aus der Richtung des Akschirjak-Kaptschagaj (5050 m). 1. Das Akköl Tal (Lager vom 4—5. IX. 1906) 5490 m. Rechts rote Hanhaischichten (H).

„roten Becken“, das Tschagir-Becken eingesunken. Dieses Becken befindet sich unterhalb der schmalen Bergketten des Ischigart-Tau und des in der westlichen Fortsetzung desselben befindlichen Köündü-Tau. In seinem Profil zeigen die roten Hanhaischichten die Leitlinien. Auf der Tafel III. habe ich dargestellt, wie die Hanhaischichten nördlich des Tales der Koündü-Gletscher, am Südhang des Akschirjak-Tau auch oberhalb 4000 m ruhig liegen. (5800—4100 m).

Entlang der in der Südseite der beiden Bergkämme entstandenen Verwerfung erreichen diese Hanhaischichten heute die Höhe von 5400 m. Diese Verwerfung bildet die Nordseite des Tschagir-Beckens. Die die Südseite des Beckens bildende Verwerfung ist auf Tafel III. entlang der Linie Minteke — Maitör — Karakija zu sehen. ($41^{\circ} 55' - 78^{\circ} 20' - 35'$). Dieser Südrand verläuft nicht so gerade, wie der nördliche. Hier drängt sich die Karakia-

Scholle, eine aus dem nordwestlichen Ast entstandene Scholle, kapartig nach vorne. So besteht die südliche Verwerfung aus zwei Bögen, was eine große Neuigkeit für mich war, nachdem dieser Bogen der erste nördliche Bogen der durch KEIDEL entdeckten Südtianschaner Bögen ist. Es ist bekannt, daß KEIDEL diesen bedeutsamen tektonischen Unterschied zwischen der Süd- und Nordseite des Hohen Tianschan erkannt hat.

Die Westseite des Tschagir-Beckens ist noch nicht bekannt. Es ist indessen zweifellos, daß die Rumpffläche des Etschelütasch eine östliche Abzweigung des riesigen Plateaus des Großen-Narin-

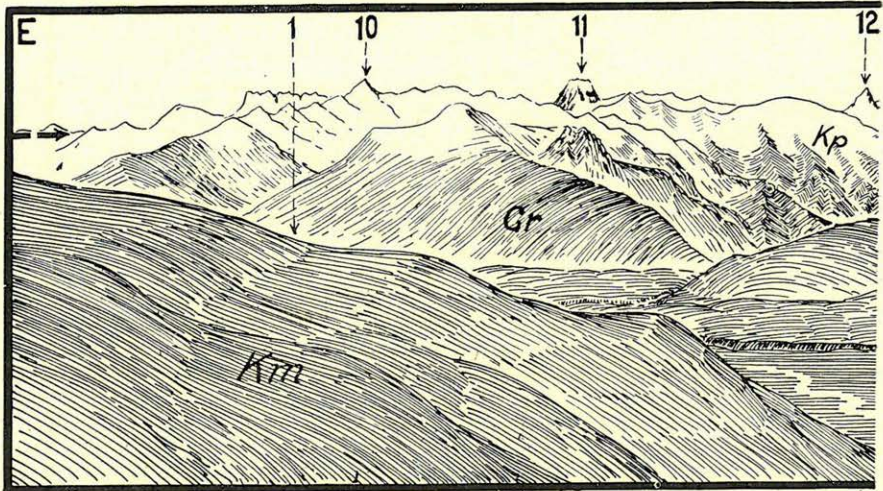
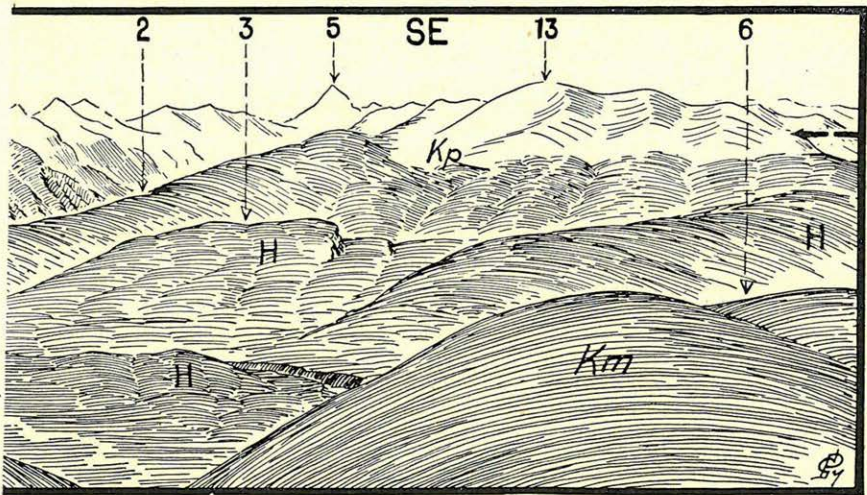


Abb. 46. Aussicht vom Ischigart-Paß (5860 m) auf den Dschanart-Bogen und das Tschagir-Becken. 1. Tal des Akschirjak. Von 10 bis 1 Mus-Bulak, 10. Tozma-Berg (4500 m), 11. Merzbacherberg. 12. Ietschelü-Tör 2. Karakija, die Mündung des Kajtschi-Flusses. 5. Tschagir-Tal. 5. Petrow-Berg, 15. Tastara-Tau, 6. Kaündü-Tal. Im Vordergrund das Rumpfflächenrelief des Ischigart-Tau.

Srt darstellt, die von diesem Plateau bloß durch die Senke des Tschagirbeckens abgetrennt ist.

Das Tschagir-Becken kann natürlich infolge der abweichenden Form der Verwerfungen der Nord- und Südseite nicht regelmäßig sein. In seinem Inneren befinden sich ebenfalls gegen Süden geschwungene Brüche. Diese Bögen sind auch ganz jung, paßt sich doch sogar das heutige Flußnetz ihnen an. Gegenüber den langen geraden und in scharfen Knicken gebrochenen Flußtälern der Nordseite treten hier schon Bögen auf. Solche sind auch die Betten des Koündü und Tschagir-Su. Das Tschagirbecken wird

nicht von mächtigen Lagen Beckenausfüllung bedeckt. Sein Grundgebirge ist überall, in jedem Graben, auf jeder Hügelkuppe anzutreffen. Westlich der Usun-Sas genannten großen flachen Talsohle befinden sich Schiefer und weißgeaderte dunkelgraue unterkarbonische Kalksteine, im Osten der abgerissene Flügel der Granitscholle des Etschkelütasch an der Oberfläche. Am Nordrand, also um das Tal unterhalb des Ischigart-Passes liegt der wenig gefaltete Karbonkalkstein mit geringer Winkelabweichung auf lotrecht gefaltetem Tonschiefer. In einer Höhe von 3490 m liegen die in Gletscherschlamm gebetteten Granit-



blöcke einer Moräne, die ich auf Abb. 14 meiner Abhandlung No. 16. dargestellt habe. Östlich des Usun-Sas ziehen sich an der Sohle des Beckens bis zur Mündung des Etschkelütasch flache Granithügel hin. Die Bäche des Ischigart-Tau fließen in schluchtartigen, in den wollsackigen Granitfelsen gegrabenen Betten. Das allgemeine Bild des Beckens zeigt Abb. 46.

Die Senkung des Tschagir-Beckens erfolgte offenbar unter Zerbrecen in kleinere Stücke, nachdem sich sowohl der Tschagir-Fluß, als auch der Akschirjak bei 2970 m in Hanhaischichten gegraben haben. (Abb. 47). Die Differenzen in der Fallrichtung der Hanhaischichten lassen dies annehmen. Unsere Abbildungen zeigen die Ansicht des Beckens und bilden so eine Ergänzung zu der schon mitgeteilten Beschreibung der diluvialen Bildungen desselben. (16—62.). Auch das steht fest, daß der Akschirjak-Fluß die vertikale Verlagerung der Etschkelütasch-Scholle und des Tscha-

gir-Beckens sozusagen ungestört überlebt hat. Er durchsägte, mit dem Absinken des Beckens Schritt haltend, die Etschelütasch-Scholle. Daß dies nicht ganz glatt vonstatten ging, beweisen die Mengen von Seeablagerungen des Tschagir-Beckens. Das Wasser wurde zeitweilig im Becken gestaut. Im Diluvium dürfte sich dies sogar öfters wiederholt haben.

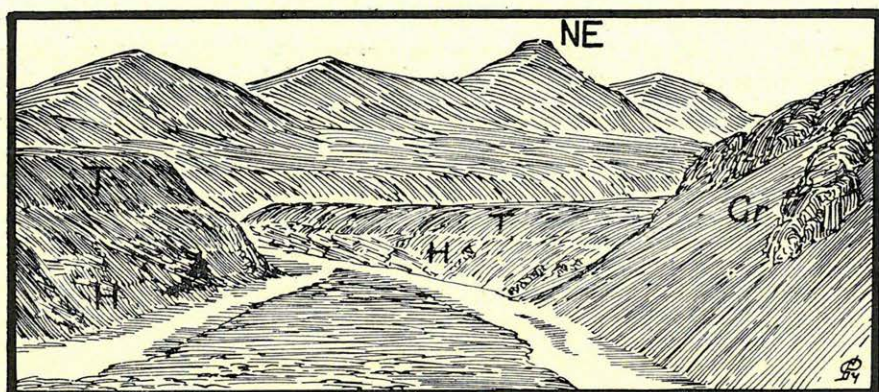


Abb. 47. Die Vereinigung der Flüsse Tschagir-Kaündü (links) und Akschirjak (rechts). Im Hintergrund die Rumpffläche der Südseite des Ischigart-Tau. Terrassenschotter (T), auf schiefen Schichten roter Breccie (H).

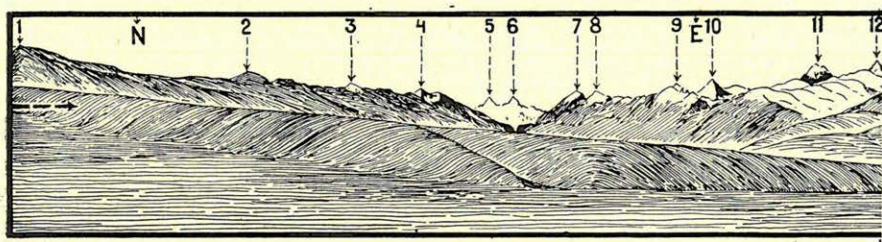
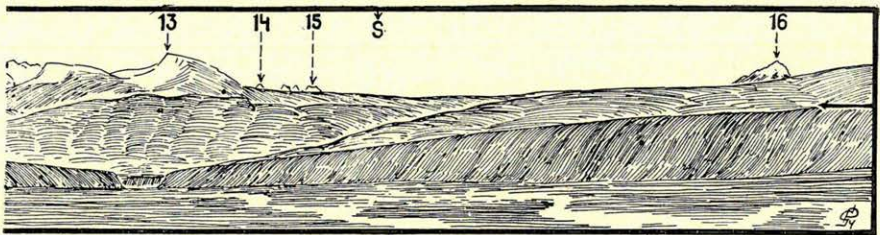


Abb. 48. Das Akschirjak-Becken von dem unterhalb des Ischigart-Tau befindlichen Punkt 5420. 1. Ostspitze des Ischigart-Passes. 1—4 Ischigart-Tau. 5—6 Zwei Fünftausender, die sich am Ende des Taldibulak-Tales des Üsch-Tschat-Tau erheben. Davor, diesseits des Saridschas-Tales, die Schlucht des Akschirjakflusses. 7—12. Kölkalkak-Tau, 7—8. Etschelütasch-Berge. 10. Tozma-Berg. 12. Ietschelü-Tör. Hinter dem Kölkalkak-Tau befindet sich das Dschanart-Tal, jenseits dessen sich der 9. Dschanart-Berg in der Gegend des Dschanart-Passes und der 11. Merzbacher-Berg erheben. Im Vordergrund das eine Nebental des Ischigart, das in den Ischigart-Su mündet. Jenseits des Ischigart-Flusses befindet sich das Kaündü-Tal, jenseits dessen sich das 15. Tastara-Tau erhebt. 14—15. Bergspitzen im Kukurtuk-Gebirge. Zwischen 15. und 16. befindet sich das Ischtik-Srt, das auf das Narin-Srt hinüberführt. 16. Bergspitze südlich des Tschagir-Kaündü-Gletschers. Der Aussichtspunkt der Abb. 14 der „Glaz.“ Seite 165 befindet sich am Nordfuß dieses Berges. Die Berge 5. und 6. sind auf der Abb. 57 in der Nähe zu sehen.

An der Westseite des Tschagirbeckens befindet sich unterhalb der Grate Ischigart und Koündü eine ausgedehnte, aus Hanhaischichten bestehende Tafel. Hier sind die Hanhaischichten weniger zerbrochen. Bis zu einer Scheitelhöhe von 3400 m habe ich alle Schichten leicht gegen SW fallend angetroffen. Unter ihnen habe ich an einer Stelle fillitische Schiefer gefunden. Diese ausgedehnte Hanhaitafel erscheint auf unserer Karte unter dem Namen Kizilünget. Südlich von ihr befindet sich eine gebirgsartige innere Scholle des Tschagir-Beckens, das Tastara-Tau. Dieses ist eine verhältnismäßig schmale, flache, gegen SW streichende ungefähr 55 km lange Scholle, die im W ganz verflacht, sich im O aber kapartig zuspitzt. Ihre Höhe beträgt kaum mehr als 3700 m. Sie bildet im Ganzen einen Teil der Hochfläche des Großen-Narin-Srt, deren Kuppe mit dem großen Peneplain der Hochebene verschmilzt. Sie keilt sich pflugartig ins Tschagir-Becken aus. Das Baumaterial und die Art des Aufbaues stimmt mit dem des Ischigart-Tau überein. Den Kern bildet fillitartiger Schiefer, sowie glänzender schwarzer Tonschiefer, der durch den vom 3670 m hohen Tschagir-Paß gegen Süden erodierten Graben erschlossen wurde und südwestlich streicht. An der Südseite fallen die dicken Bänke des unterkarbonischen Kalksteines mit 25—30° dagegen.



Auf der Bergkuppe und an der Nordseite liegen sie noch ruhiger darauf. Aus diesem Aufbau folgt, daß das Tastara-Tau ein herausgespaltenes Stück der Transgressionskalksteintafel bildet und als solches verhältnismäßig tief ins Tschagirbecken gelangte.

Südlich des Akschirjakflusses befindet sich zwischen den Tälern Kajtschi und Dschanart ein 30 km langes und 10 km breites ansehnliches Gebirge, das meine Kirgisen mit dem Namen *Kölkalkak-Tau* bezeichneten. Meine schon früher mitgeteilte Skizze (16.— Abb. 18) zeigt, daß dieses, auf der Abb. „Tozma-Plateau“, ganz mit der Rumpffläche des Dschanart-Tau verschmolz und von diesem nur durch das später erodierte Tal des Dschanart getrennt wurde. Es ist zweifellos, daß sich zwischen dem Dschanart-Tau

und dem Kölkalkak-Tau eine Bruchlinie befindet, doch ist auch nicht zweifelhaft, daß der penepleine Horizont bei keinem der beiden Gebirge eine nachträgliche Dislokation zeigt. Das Dschanart-Tal kann infolgedessen nicht als ein in einer unmittelbaren tektonischen Folge entstandenen Tal betrachtet werden, trotzdem es in seiner ganzen Länge auf der erwähnten Bruchlinie liegt. Den Aufbau des Kölkalkak-Tau kann ich nur mit Hilfe zweier Profile

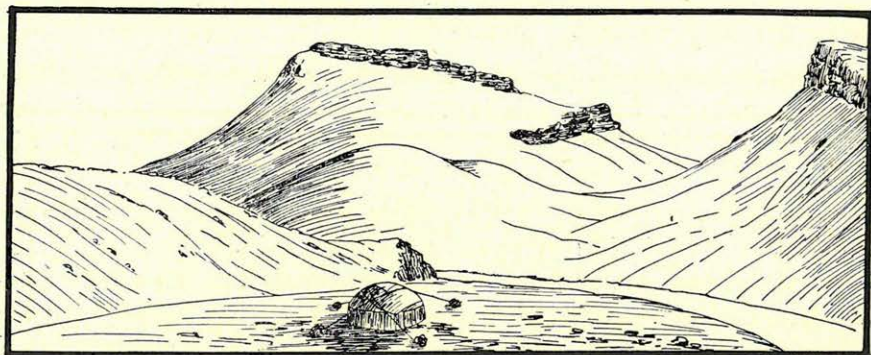


Abb. 49. Lager im Akschirjak am 11—15 XI. 1906, 500 m oberhalb der Mündung des Tschagir-Kaündü (2920 m). Granitberge. Links eine Terrasse, rechts der zugefrorene Akschirjak-Fluß. Der kleine Granithügel hinter dem Jurt ist der Aussichtspunkt der Abb. 46.

andeuten. Das eine Profil ist entlang der westlichen Fußlinie im Kajtschi-Tal, das andere entlang der östlichen Fußlinie, im Dschanart-Tal gelegt.

Das Kajtschi-Tal besitzt zwei Abschnitte. Der obere Abschnitt führt vom Kajtschi-Paß (4100 ? m) bzw. von der auf die beiden

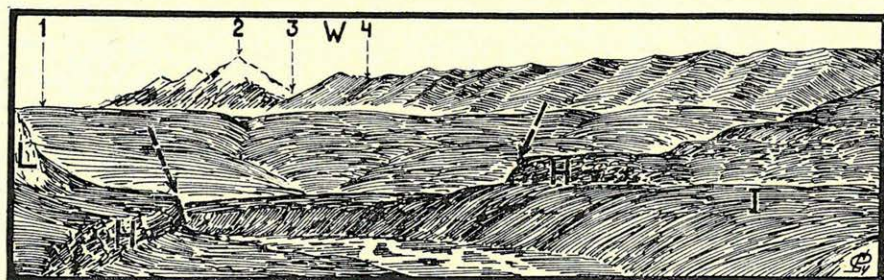


Abb. 50. Das Akschirjak-Becken aus dem Osten, vom Westtor der Eschelütascher Schlucht des Akschirjak. 1. Tschagir-Plateau, 2. Tschagir-Kaündü-Gebirge (16. der Abb. 47.), 3. Tor des Baches des Tschagir-Kaündü-Gletschers. 4. Ischigart-Paß (5860 m). H = Rotes Konglomerat, L = Lößlehm, I = Talsohle aus der Burkhan-Periode.

Kajtschi-Gletscher blickenden bis zu 5500 ? m hohen Felsalpe 17 km genau in nördlicher Richtung. Hier knickt die Tallinie unter dem Tujuk-Dschanart-Paß scharf gegen NO, von wo der untere Abschnitt in einer Länge von 22 km fast gerade ins Tschagir-Becken führt. Dabei bildet es im unteren Abschnitt die Fußlinie des Kolkalkak-Tau, das genau senkrecht zu seiner Streichrichtung liegt. Ebenfalls genau senkrecht zu dieser Linie liegt aber auch das 22 km lange Tal des Dschanart. In der zwischen den beiden befindlichen Ecke befindet sich die Scharte des Tujuk-Dschanart-Passes. Dieser ist nicht hoch. Ich habe bloß 4020 m gemessen. Der

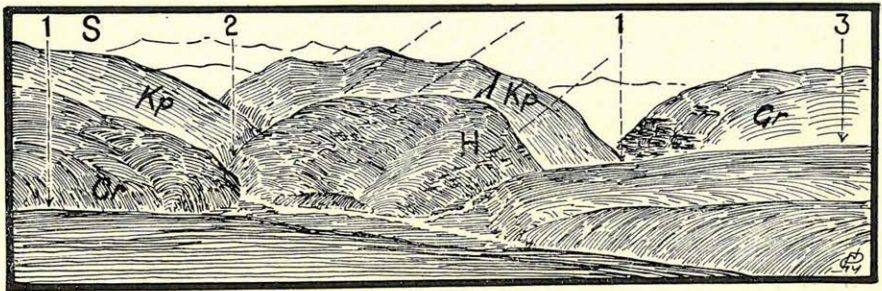


Abb. 51. Der Südrand des Akschirjak-Beckens von der Itschke-Saz Terrasse (2980 m). 1—1. Akschirjak-Fluß, 2. Kajtschi-Fluß, 3. Tschagir-Kaündü-Fluß. Gr = Biotitgranit, Kp = Tonschiefer (Vorkarbonisch), H = rotes Konglom.

Name klärt aber über seine Natur auf, nachdem „Tujuk“ ungangbar bedeutet. (Abb. 52.) Ich habe die beiden vorerwähnten Skizzen auf diesem Paß sitzend gezeichnet. Die Rumpffläche ist auf beiden Abbildungen auffällig, doch auch das, daß einzelne Bergspitzen verwegen, mit einer geradezu nunatak-artigen Steilheit emporsteilen. Das Peneplain des Kolkalkak-Tau liegt fast ebenso hoch wie das der Külü-Gegend. Auch hier ist es von einer weitausgedehnten Eis-Tafel bedeckt. Die Annahme, wonach der Tosma-Berg, der Jetschelütör-Berg, der Petrow-Berg, der Merzbacher-Berg und die übrigen einsamen Bergriesen in der Tat Nunataks sind, die aus tektonischen Schollenbergen durch die frühe sog. Akkija-Vereisung so steil geformt wurden ist berechtigt.

Im Profil des unteren Abschnittes des Kajtschi-Tales ist ausschließlich das Schiefer-Grundgebirge aufgeschlossen. Der Rand des Tschagirbeckens wird durch ein 3070—3150 m hohes und 3 km breites Granitplateau gebildet, auf dem sich Überreste von Hanhaischichten befinden. In diesen Granit gruben der Akschirjak, der Tschagir-Su und der Kajtschi ihre Betten. Es ist bezeichnend,

daß der Kajtschi beim Erreichen dieser Granitscholle in einer Höhe von 2990 m gegen Norden umbiegt, wo er in der engen Tscholok-Kaptschagaj genannten Schlucht weiterfließt. Jenseits des mit 2990 m gemessenen Punktes, also des Südtors der Schlucht, fließt der Kajtschi in einem breiten, zwischen welligen Berghängen und mit schwarzem Schutt überdeckten Hängen befindlichen Tal. Dies ist das Vorgebirge namens Karakija. Der schwarze Schutt stammt von Tonschiefer der stellenweise bunt, violett, sandig ist. In der nördlichen Hälfte des Talabschnittes streicht die fast überall lotrecht gepreßte Faltung der Tonschiefer

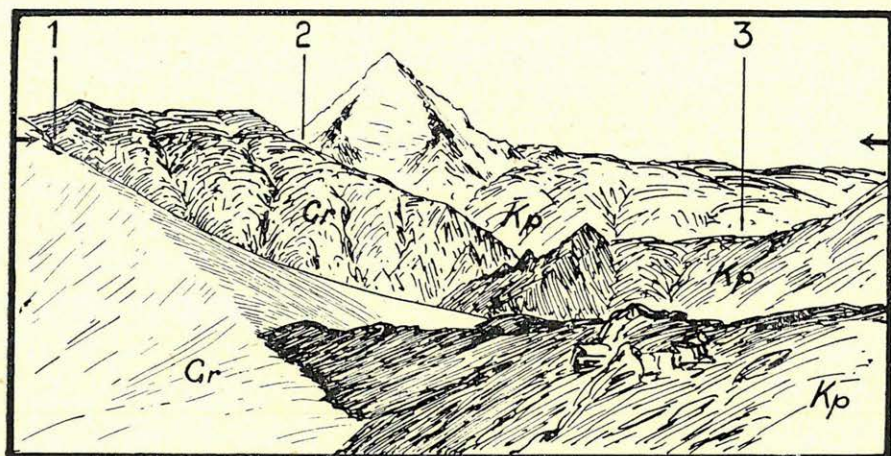


Abb. 52. Blick vom Tujuk-Dschanart-Paß (4020 m) gegen den Jetschkelü-Tör-Berg. (Richtung 238°) Granitberge. (Monadnock und Rumpffläche). 1. Aire, 2. Jetschkelü-Tör, 3. Kajtschi.

gegen NW. Das ursprüngliche Bett des Kajtschi dürfte auch dieser Streichrichtung gefolgt sein, wie man aus dem Graben des vorerwähnten Granitplateaus schließen kann. Er wurde bloß durch das Einsinken des Tschagir Beckens gegen N gerissen, was auch zur Durchsägung des Tscholok-Kaptschagaj führte. Das Südtor dieser Felsschlucht befindet sich noch im Schiefergürtel.

In der südlichen Hälfte des Talabschnittes knickt die Streichrichtung der Schieferfaltung auffallend gegen SW um. Die Verästelung oder Gabelung scheint hier zweifellos zu sein. Im Tor des Ajre-Tales (16.— Abb. 16.) ist noch Tonschiefer zugegen, ebenso wie an den firnbekränzten westlichen Felsalpen westlich des Ajre-Tales die lotrecht gestellten Rippen der schwarzen Schieferschichten sehr gut zu erkennen sind. Kaum einen Kilo-

meter weiter ist aber das Tal, durch das der obere Abschnitt des Kajtschi in den eigentlich viel bedeutenderen Ajre fließt, streicht das Tal schon gegen OSO. Hier besteht die Nordseite des Tales aus Tonschiefer, die Südseite indessen schon aus reinem Granit. Aus Granit ist weiter oben das Kajtschital ganz bis zum Gletscher, wo neuerlich der dunkle Schiefergürtel erscheint. Hier hat es also den Anschein, als wäre das ganze Kölkalkak-Tau aus Schiefer aufgebaut. Wo der Granit beginnt, befinden wir uns schon auf dem Gebiet des Dschanart-Tau.

An der SO-Seite des Kölkalkak-Tau liegt die Streichrichtung der Gesteine genau in der Achse des Dschanart-Tales. Diese Gesteine sind schwarzer Tonschiefer, farbig-bunter Sandsteinschiefer und Kalkstein, die stark gefaltet sind. Die flache 4050—4150 m hohe Rumpffläche des Kölkalkak-Tau krönen steile Felswände, die durch tiefe, kaminartige Gräben zerklüftet werden, in die die kurzen Gletscherzungen des Tafeleises hineinhängen. Die Schmelzwasser stürzen in wilden Wirbeln in den Dschanart hinab. Schiefer und Kalkstein sind noch etwas über das Kitschine-Sartör-Tal hinaus zu verfolgen, bis dahin, wo sich dieses Tal an den Granit der Etschelütasch-Scholle lehnt.

Was sich außerhalb des Dschanart-Tales im Süden und Südosten befindet ist reiner Granit. Nicht nur jene Täler, die ich durchwandert habe. Auch das Material der Moränen und Wasserrisse besteht überwiegend aus Granit. Daraus können wir feststellen, daß die Dschanart-Scholle ganz bis unter den Grat der Hauptwasserscheide heranreicht. Die alte Rumpffläche wurde hier infolge der wegen der größeren Höhe der Berge stärkeren Erosion zerrissen. Sie ist heute nur mehr aus der gleichen Höhe der Seitenkämme festzustellen. Der vereiste Kegel des Merzbacherberges steigt hier dominierend empor. Er zeigt auch die dem Lóczy-Berg eigene Gestalt, wonach auf einem breiten Felsfundament ein zuckerhutartiger Eiskegel sitzt. Ich habe mich dem Schiefergürtel in der Nähe der Kajtschigletscher genähert. (16. Abb. 17.).

Das letzte Glied der in diesem Kapitel beschriebenen Gegend ist das Bikirtik-Plateau. Dieses liegt in der westlichen Fortsetzung der höheren Stufe des früher erwähnten Kölkalkak-Tau auf einem 50 km langen und 30 km breiten, aus dem Schiefer-Grundgebirge herausgerissenen Stück. Die Dschanart-Granitscholle verschmälert und keilt sich wahrscheinlich in der Gegend des Kukurtuk-Passes aus. Die die Dschanart-Scholle im Norden begrenzende Verwerfung, der das Dschanart-Tal seine gerade starre Linie verdanken

kann, deutet durch das Tal des Jetschkeli-Tau gegen den Kukurtuk-Paß. Ebenso ist es aber auch nach den Untersuchungen KEIDELS mit der Schieferfaltung des Dschanart-Tau bestellt. (28.—524.). Der Grat des Kukurtuk-Passes besteht anscheinend aus dem gleichen schwarzen Tonschiefer, der auch am Kajtschi-Paß zu finden ist. Demnach ist jenes Schiefergebirge, das ich Bikirtik-Plateau nenne, auch formgemäß kein selbständiger Teil des Hohen Tienschan, oder selbst der Akschirjak-Gegend, nachdem es sich ohne Änderung seines Charakters in der Richtung auf Bedel weiter gegen SW, ausdehnt. Im Norden wird es scharf durch

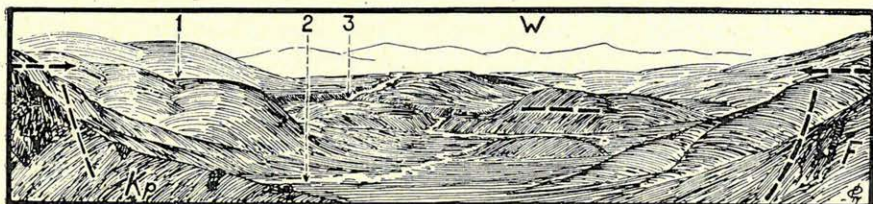


Abb. 55. Die Täler Karabel (2—5) und Kokrim (1—5) vom Karabel-Paß aus (3850 m). 2. Karabel Gletscherbach (5600 m hoher Punkt). 3. Mündung des Karabel-Baches (5490 m). Im Hintergrund das Borkoldaj-Gebirge. Mit diluvialen Seesedimenten ausgefülltes Becken.

den von der Ischtkimündung bis zum Etschekelütasch auf einer Strecke von 45 km schnurgeraden Graben des Akschirjak-Flusses begrenzt. Die Westgrenze des Bikirtik-Plateaus kann ich nicht scharf angeben, trotzdem sein westlicher Nachbar, das Ischitik-Plateau sich ziemlich scharf von ihm unterscheidet. Im Westen können wir auf der Linie Ischigart-Paß-Bedel-Paß einen großen Tienschaner Querbruch vermuten, der nicht im Relief zum Ausdruck gelangt, sondern im Gestein. Während nämlich im Osten das Bikirtik-Plateau aus lauter Tonschiefer-Fillit besteht, ist das Ischitik-Plateau aus Karbonkalkstein aufgebaut.

In der Struktur des Bikirtik-Plateaus konnte ich die Richtigkeit der Feststellungen KEIDELS (28) feststellen. In einer sich so prächtig enthüllenden Tektonik, wie sie die mittelasiatischen Gebirge mit aridem Klima aufweisen, kann man sich zwar viel leichter orientieren und auch auf die Tektonik weit gelegener Gebirge Schlüsse ziehen, doch müssen die Zügel der auf Abwege verlockenden Phantasie, wie dies Beispiele der Forschungsergebnisse zeigen, in fester Hand gehalten werden. Ich habe geradezu mit einer gewissen Sportinteresse in der Nachbarschaft der Kartenblätter von KEIDEL, LEUCHS und GRÖBER gearbeitet. Ich

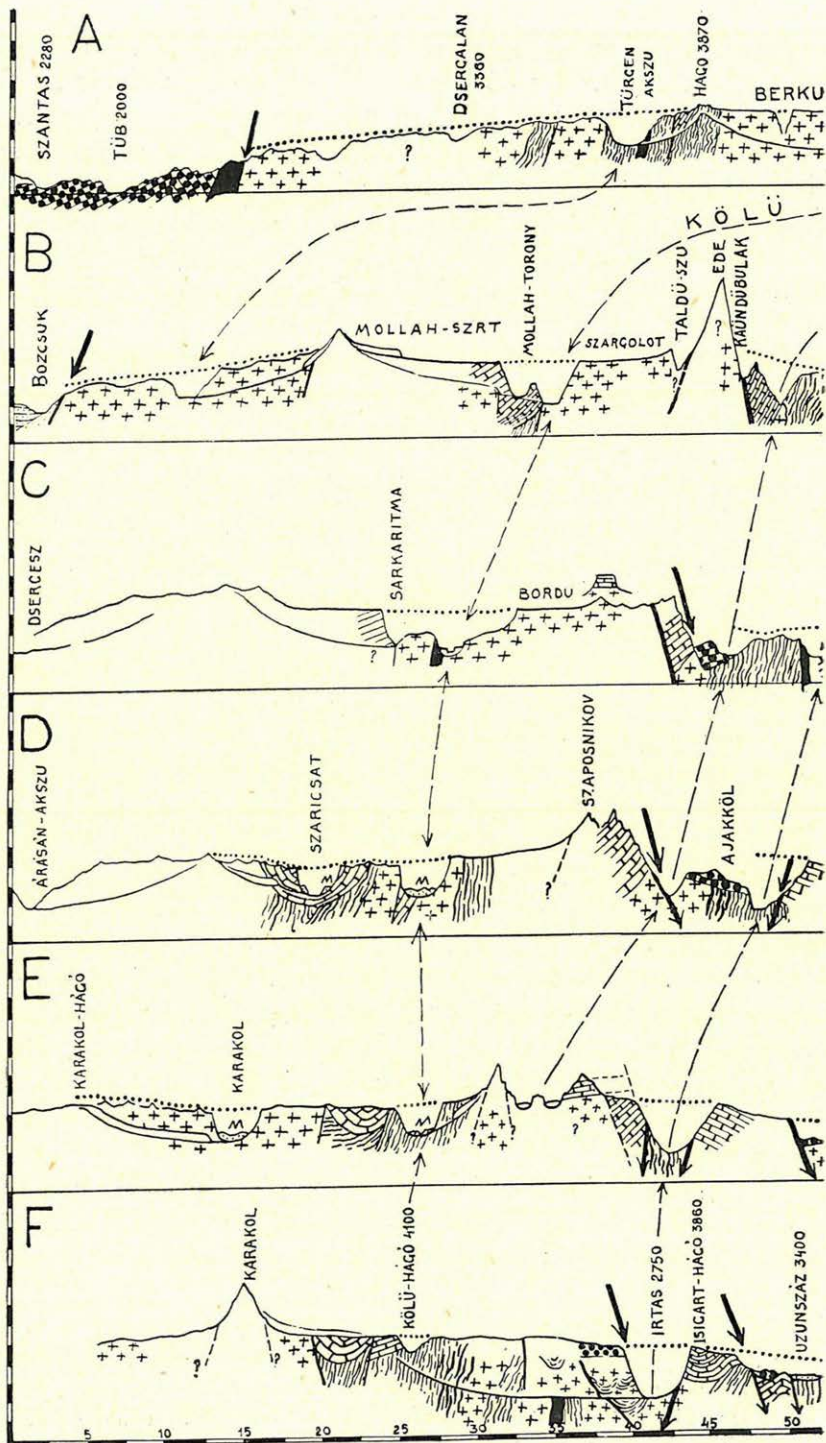
glaube, daß die Forschungen in meinem Quadranten im Verein mit den Forschungen der oben genannten Herrn die Kenntnis der Tektonik des Hohen Tienschan auf neue Grundlagen stellte. Den KEIDEL'schen Grundgebirgsbogen von Bedel konnte ich durch das Gebiet des Bikirtik-Plateaus ergänzen. Die Streichrichtung der Schieferfaltung knickt am westlichen Ende des Kolkalkak-Tau in der Tat stark gegen S um.

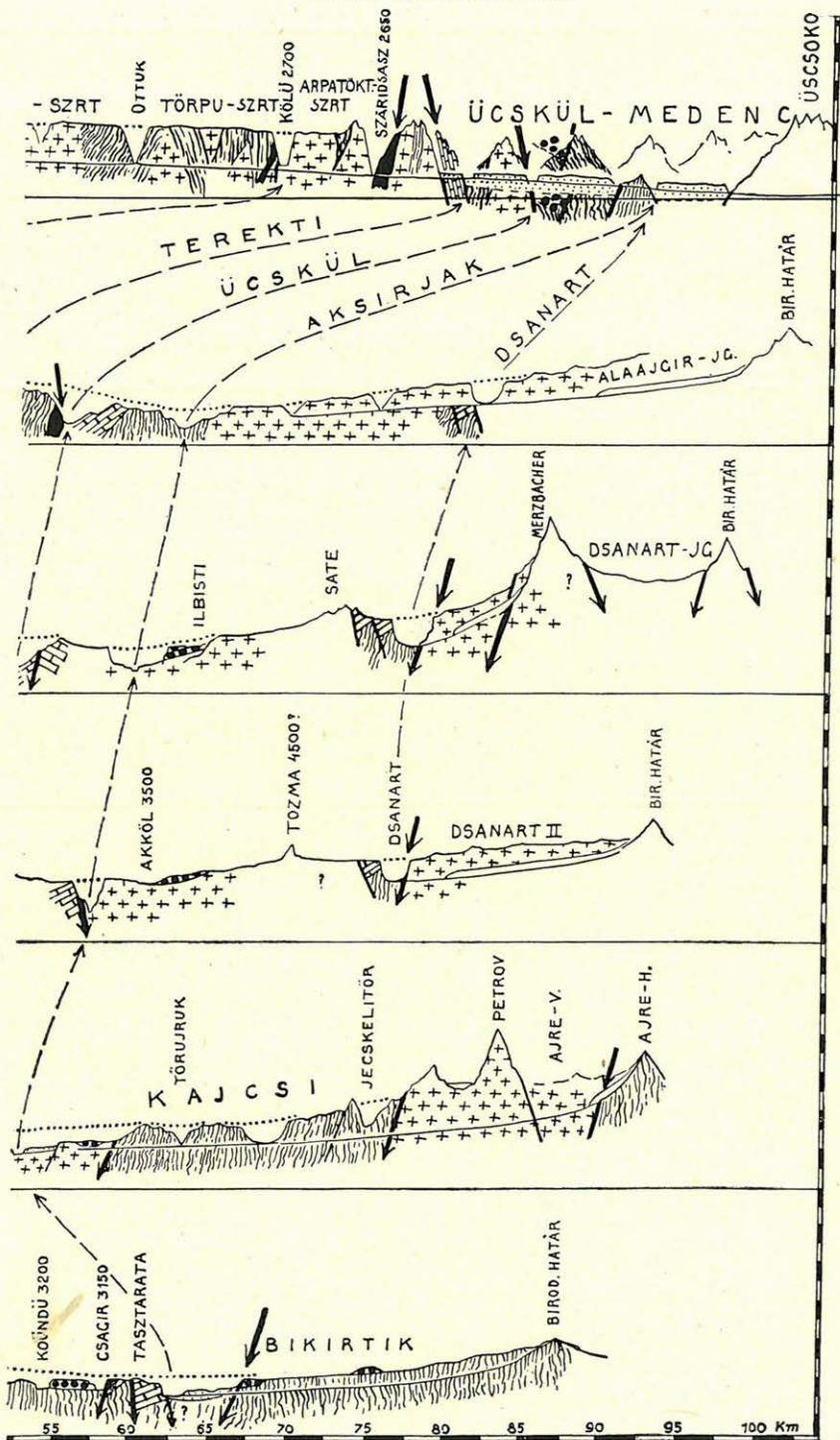
An der Nordseite des Bikirtik-Plateaus reicht entlang des Akschirjak bis zur Mündung des Bikirtik-Baches eine Kalksteintafel herein, die eine außerordentlich große Masse und Mächtigkeit besitzt, nur wenig gestört ist, also wenn sie auch gebogen und gefaltet ist, sich durch ihren wenig gestörten Zustand in starkem Gegensatz zu der starken Pressung der Schiefer des Grundgebirges befindet. Der hier ebenfalls muscheligen Bruch zeigende, Brachiopodenspuren aufweisende, kalzitaderige, graue, in verwittertem Zustand überall zu rotem Grus zerfallende Kalkstein von großer Masse, der also auch sehr mächtig ist, trennt sich entschieden scharf von der Schieferfaltung und besitzt Transgressionscharakter. Das Gestein gehört dem oberen, ja an der Oberfläche sogar dem obersten Karbon an. Diesen Kalkstein werden wir noch später am Ischtik-Plateau treffen.

Beim Eingang des Bikirtik-Tales empfängt uns sofort westlich streichender lotrecht gestellter kalkiger Quarzsandstein (No. 136.). In der Verwerfung dahinter befindet sich eine klobige 20° gegen N geneigte Kalksteintafel, aus der die steilen Felswände des Tales gemeißelt sind. Hinter der Verwerfung folgt abermals eine Schieferfaltung. In einer Höhe von 3250 m, wo sich das Tal scherenartig gabelt und der Weg gegen den Kukurtuk-Paß nach SO abschwengt, ist der Kalkstein, allerdings schon in stark gefaltetem Zustand, neuerdings zu sehen. Darüber herrscht aber nicht nur am Kamm des Karabel-Passes, (3830 m) sondern auch in dessen weiter Umgebung die schwarze lotrechte Faltung des Tonschiefer-Fillits vor.

Vom Paß aus öffnet sich gegen W, in der Richtung des Ischtik-Plateaus ein Blick auf ein geräumiges Becken, Abb. 52. das in einem besonderen Kapitel behandelt werden wird.

Abb. 54. Profile aus dem westlichen Teil des Wassersammelgebietes des Saridschas. Die Grundlinie ist auf allen 6 Profilen bei 2000 m. Die Einteilung der vertikalen Meßlatte beträgt 500 m. Den Platz der Profile habe ich am Rand der Tafel III. angemerkt. (A—F).





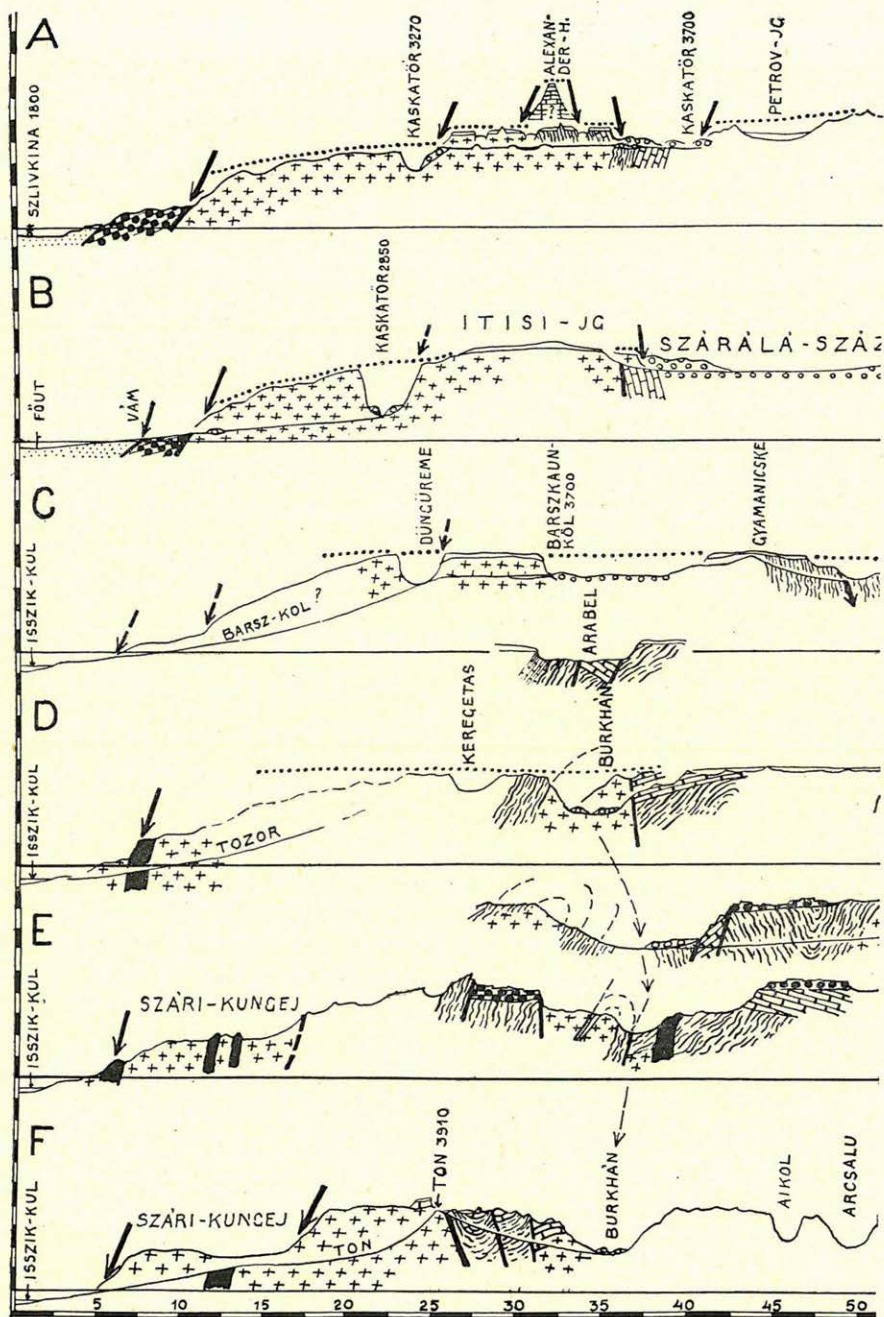
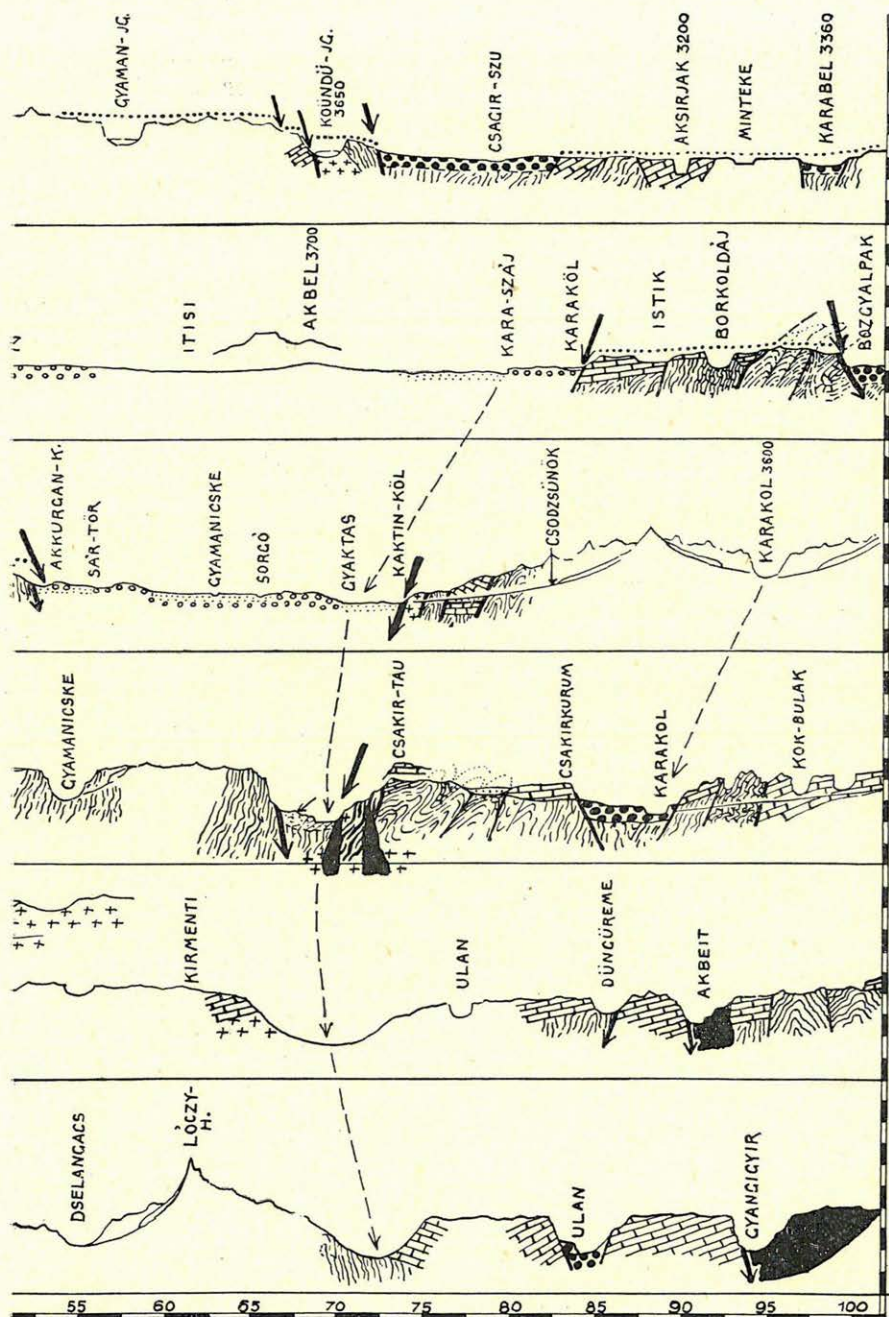


Abb. 55. Sechs Profile zwischen dem Issik-Kul und dem Borkoldaj-Ge-



birge. Die Profile B—F sind auf der Tafel X—XI. bezeichnet.

9. Zwischen dem Terskej-Ala-Tau, dem Ton und dem Sukutschak.

Aus der Beschreibung der das Kölü-Tal umgebenden Berge ist zu ersehen, daß die gewohnte Darstellung des Terskej-Ala-Tau in geographischer hinsicht falsch ist. Dieses Gebirge ist überhaupt kein scharfer Grat im Sinne der Alpen, sondern ein richtiges mittelasiatisches Gebirge, also ein breites, flaches Dach das nur stellenweise durch unter schärferen Graten sich berührende Gräben und Täler zerspalten wird. Die Verallgemeinerung des Bildes des bekanntesten, des Türgen-Aksu-Tales ist ganz falsch, paßt

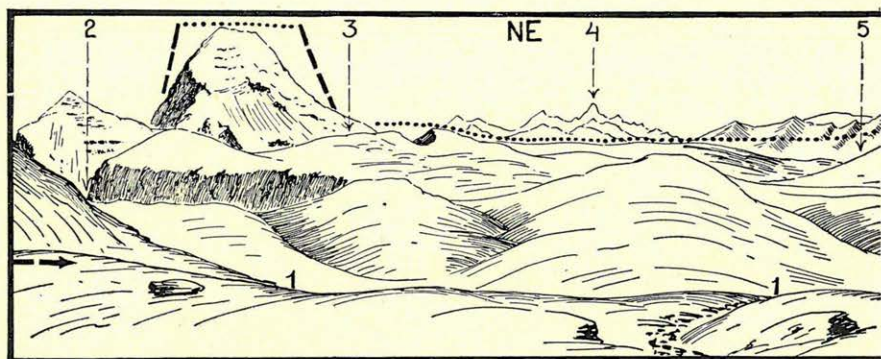


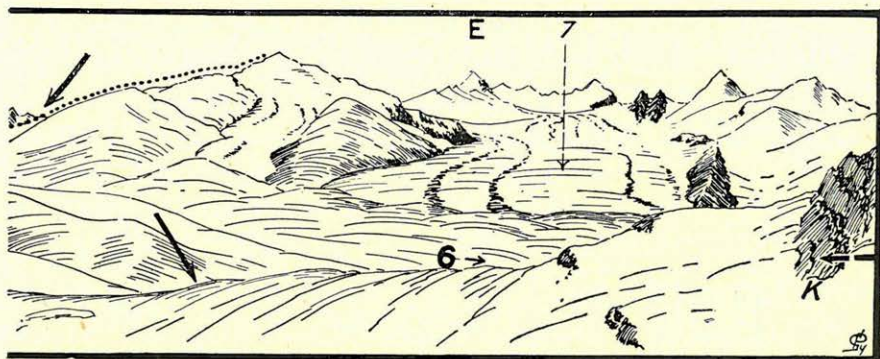
Abb. 56. Das Terskej-Ala-Tau und das Akschirjak-Gebirge von Südense des Kaschkatör-Tores (3870 m). Links die charakteristischen Kalkschluchten des Arabel-Abschnittes des Terskej-Ala-Tau. (Erste das Kaschka-Tör unmittelbar unter dem Pfeil), dahinter der 5500 m hohe Alexander-Berg. Im Hintergrund gegen NO die Kölü-Karakoltör-Berggruppe mit der höchsten Spitze, dem Pik Almásy. In O-licher Richtung das Akschirjak-Gebirge mit dem mächtigen Petrow-Gletscher. 1—1. Kaschka-Tör, 2. Tal des Sukutschak-Passes. 3. Tal des Kolpakowskij-Gletschers, daneben der Alexanderberg., 4. Die Felsalpen des Kölü-Karakoltör, 5. Irtasch-Tal, 6. Djaktasch-Tal, 7. Petrow-Gletscher.

aber ganz besonders nicht auf den zwischen dem Ton und dem Türgen-Aksu befindlichen Abschnitt. Hier ist das Gebirge eigentlich eine sehr hohe, von Tafelais bedeckte Hochebene. Die Breite der Hochebene überschreitet stellenweise 10 km. Es muß gar nicht erwähnt werden, daß die Vorstellung eines scharfen Gebirgskammes aus dem vom Issik-kul aus zu sehenden Panorama entstanden ist. Von hier aus scheint es nämlich tatsächlich die ununterbrochene Kette weißer Felsalpen zu bilden.

Der in diesem Kapitel beschriebene Abschnitt ist etwas über 110 km lang. Die Grundlage der Skizzierung der Tektonik bilden zwei Profile, die von den beiden Enden des Abschnittes stammen

und voneinander 100 km entfernt sind. Den Abschnitt haben seit SEMENOW mehrere Forscher passiert, doch hat unter diesen bloß HUNTINGTON (27.— Abb. 127.) auch geologische Daten mitgeteilt. Ich habe außer den beiden Querprofilen auch die beiden Fußlinien des Abschnittes sowohl im Süden, als auch im N begangen. Meine Route zeigt, daß ich das Gebirge umgangen habe, doch ist dessen Inneres auch heute noch vollständig unbekannt.

HUNTINGTON überschritt den Sukutschak („Jukuchak“)-Paß, der kaum 4 km östlich des Kaschkator-Passes liegt. Aus seinem Profil ist kaum mehr zu ersehen, als was seine Abb. (27. — 172)



zeigt. Vergleichen wir dieses mit meinen beiden Querprofilen, springt die auffallende Übereinstimmung sofort ins Auge. Auf Grund der drei Profile kann also angenommen werden, daß der Abschnitt des Terskej-Alatau, der zwischen den Pässen Sukutschak und Ton liegt, in einer Ausdehnung von 100 km ein einheitliches tektonisches Glied ist. Der Kürze halber nenne ich dieses Gebirge *Arabel-Gebirge*. Der Arabel-Paß (3720 m) verbindet die beiden, den Südrand des Gebirges begleitenden Täler Burkhan und Arabel miteinander.

Zufolge seines Aussehens läßt sich das Arabel-Gebirge in Parallele zu dem Mintör-Srt bringen. Der hervorspringende Charakterzug seines Antlitzes besteht darin, daß es keine sich erhebenden Bergspitzen, und Kegel besitzt. Deshalb ist der an seinem Ostende stehende, auf 5500 m geschätzte Alexander-Berg hier schon fremd. Das Bild des Reliefs ist auf der Abb. 58 sehr gut zu sehen. Der Kegelstumpf des Alexanderberges ist wieder einer jener alleinstehenden Bergriesen die für den Hohen Tienschan charakteristisch sind und sich als abgesonderte Horste aus den, aus der mesozoisch-paleogenen Rumpffläche gemeißelten, im allgemeinen gleichhohen Bergen erheben. Ich bin geneigt, diese Berge als emporgehobene

Schollen anzusehen. Die abgeschnittene Krone des Alexander-Berges zeigt, daß sich sein Körper aus der Rumpffläche erhoben hat, daß es also nicht wahrscheinlich ist, daß er ein aus der Abtragung der Rumpffläche erretteter Härtling ist. Die unter dem Firn dunkel hervorleuchtenden Felsbänke unterhalb der Krone deuten darauf hin, daß seine obere Stufe aus horizontal gelagerten Bänken aufgebaut ist. Diese Bänke können nach den bisherigen Aufnahmen nur aus Karbonkalkstein oder Hanhaisandstein bestehen. Die Gestalt des Berges ist derart jugendlich, daß der Zeitpunkt seiner Entstehung, das in diese Höhe Gelangen in die zweite Hälfte des Neogen versetzt werden kann. Mag seine Krone nun aus Karbonkalkstein oder aus Hanhaisandstein bestehen, es verwittern beide sehr schnell.

Südlich des Alexanderberges nehmen die Wellenlinien der aus dem Relief der Urrumpffläche gemeißeltem Bergrücken ein sehr breites Gebiet ein. Dieser Horizont steigt gleichmäßig bis zu den Fünftausendern des Akschirjakgebirges an. Zur Zeit der letzten Vereisung war die ganze Mulde von Eis bedeckt. Im September 1906 war sie ebenfalls schon von Neuschnee bedeckt. Soweit das Auge blickt, sind Moränen der Burkhan-Epoche zu entdecken. Die Hauptmenge des Eises bewegte sich zwar von hier aus in der Richtung des Djaktasch-Narin, doch streckte es, nachdem es das ganze Arabel-Plateau erfüllte auch beträchtliche Zungen gegen Norden hinab, von denen bis jetzt vier bekannt sind. Sie heißen Sukutschak, Kaschkatör, Suku und Barskaun. Alle vier haben sich fast steigungslose Gänge ausgehöhlt, so daß nach ihrem Verschwinden lange Zeit Teiche die Mulden der unregelmäßig ausgehöhlten Gänge füllten. Diese bilden jetzt wohl Tore, aber keine Pässe.

Unter den horizontalen Bänken des Alexander-Berges sind im Gang des Kaschkatör durchwegs lotrecht gestellte Kalkschiefer, fillitartige Schiefer und dünnbankige Kalksteine anzutreffen. Fast genau an beiden Enden des Ganges befindet sich der fleischrote Biotitgranit, zwischen dessen Massen sich die Schieferfaltung eingekeilt hat. Die Wände des Felsanges sind höchstens 200 m hoch. Die Schieferbündel sind an der Oberfläche glattgehobelt. Die Oberfläche der Urrumpffläche wird von dickem Firn bedeckt. Die Eiszungen hängen fast bis zur Sohle des 10 km langen halbkreisförmig gebogenen Ganges herab. Jede ein lebendiger Beweis dafür, das der Felsgang selbst ebenfalls durch Eisschliff entstanden ist. Der unterkarbonische Kalkschiefer und die Kalksteinfaltung streichen gegen ONO (60—65°). Die nördlich befindliche Granit-

masse scheint sich ununterbrochen bis zur Abbruchlinie des Issik-Kul-Beckens zu erstrecken. In dieser Granitmasse befinden sich die Randbrüche des Issik-Kul-Beckens. Jener Abschnitt des Kaschkatör-Tales, dessen Sohlenlinie sich zwischen den beiden 3270 und 2550 m hohen Stirnmoränen befindet, ist 10 km lang und auffallend gerade, außerdem bildet er ein genau O-W-lich streichendes Längstal. Aus der Reisebeschreibung von KAULBARS kennen wir jene Talserie durch die man aus dem Ton-Tal unter der Nordwand des Arabel-Gebirges bis ins Dengereme-Tal gelangen konnte. Dieser Weg bildet eine 65 km lange gerade Linie. Die Tallinie fällt in die Achse des eben erwähnten Abschnittes des Kaschkatörtales. Diese Talserie ist auch auf den Profilen „A—D“ der Abb. 55 zu erkennen. Ich habe zwar keine besonderen Beobachtungen als Beweis dafür, doch kann man sich wohl nicht leicht etwas anderes vorstellen, als daß diese Talserie eine der großen nördlichen Bruchlinien des Arabel-Gebirges bildet. Die Bruchlinie der nördlichen untersten Stufe kreuzt die schon vereinigten Täler Kaschkatör und Suku in einer Höhe von 2200 m und bildet auch gleichzeitig die nördliche Grenze der Granitmasse. Hier lehnen sich Hanhaischichten an die Verwerfung. Zwischen den Horizonten 2000 und 2700 m ist ein Gürtel roter Berge entstanden. Rotes Konglomerat, Sandstein und gipsiger Ton wechseln in dieser mächtigen Hanhaischichtenserie miteinander ab. Sie ist stark zerbrochen, doch habe ich nur ganz flache Einfälle von 5—10° beobachten können. Somit zeigt also das Profil des 75 km westlich des Türgen-Aksu-Tales liegenden Terskej-Ala-Tau kaum eine wesentliche Abweichung.

Das zweite Profil, das das Arabel-Gebirge zur Gänze schneidet, ist fast genau 100 km westlich von dem des Kaschka-Tör gelegen. Zwischen den beiden Profilen wissen wir von zwei Pässen, daß sie von Reisenden passiert wurden. Der eine ist der Suku-Paß SEMENOWS, der andere der Barskaun-Paß SEWERZOWS. Geologisch hat keiner der beiden erwähnenswerte Daten gebracht. Auch hieraus ist zu ersehen, wie weitmaschig das Beobachtungsnetz ist, auf Grund dessen wir die Hauptzüge der Tektonik des Tienschan festlegen müssen, wobei noch hinzuzufügen ist, daß wir es hier noch mit den besuchtesten Gebirgsgegenden zu tun haben. Der Ton-Paß ist ein 5910 m hoher Rücken. Hier konnte der Gletscher aus dem Inneren des Hohen Tienschan schon nicht mehr dem Issik-Kul zufließen, somit gibt es hier auch keinen Felsgang. Wir befinden uns hier auf dem Rücken des Arabel-Gebirges. Der Grat des Passes besteht aus Granit. Über dem Granit liegen Transgressionschichten von dickbankigem, dunkelgrauen Kalkstein, in ver-

hältnismäßig ungestörter Lagerung, mit schwach südlichem Fall. Ich glaube daß dieser Kalkstein mit jenem identisch ist, aus welchem im Bayumkol und auch anderswo Schalen von *Productus giganteus* zum Vorschein gekommen sind. Hier am Paß habe ich eine nicht unbedeutende N-S-liche Verwerfung gesehen, die die Karbonkalksteintafel neben den präkarbonischen Granit gesenkt hat. Diese Beobachtung macht es wahrscheinlich, daß die Tafeln des Alexander-Berges, — den ich nur aus großer Entfernung ge-

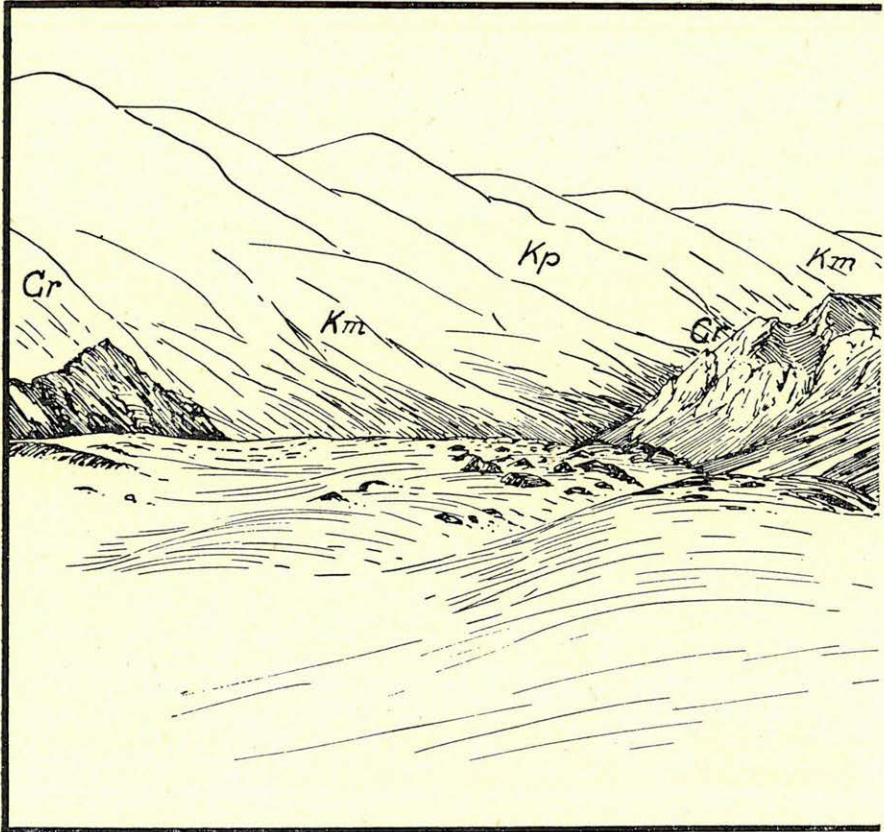
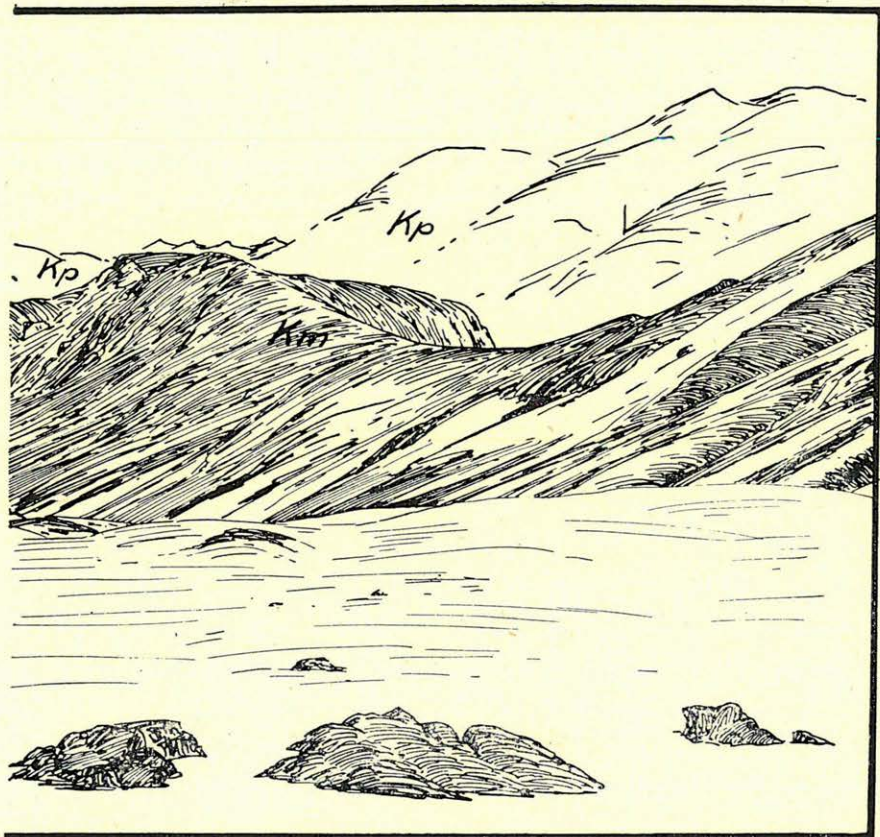


Abb. 57. Das Zirkus-Tal unter dem Ton-Paß.

sehen habe, — ebenfalls Überreste der unterkarbonischen Transgressionssedimente sind.

Im Aufbau des nördlichen Ton-Tales herrscht der Granit vor. Die Sohle des im Ende Juni 1906 noch mit tiefem Schnee bedeckten nördlichen Zirkus liegt 2950 m hoch. Daraus führt ein breites eiszeitliches Muldental bis auf 2600 m herab. (Abb. 57). Hier bildet

eine dicke Biotit-Amphibol-Diorit-Ader (No. 40.) einen Rand. Unterhalb einer großen Verwerfung befindet sich eine wellige breite Stufe davor. Dies ist das kahle Sari-Kungej, ein hauptsächlich mit Granitgrus bedecktes Hügelland das sich weit entlang des nördlichen Fusses des Arabel-Gebirges erstreckt. Aus dem Ton-Tal (2600 m) stieg unser Weg gegen Osten bis 2900 m an, wo wir aufs Kulbel-Plateau gelangten. Dieser eintönige Weg bedeutete eine Entfernung von 25 km mit ganz geringer Steigung. Die



Stufe ist zwischen dem Sari-Kungej und dem Issik-Kul-Becken etwas höher (3000 m). Ein-zwei Bäche des Sari-Kungej Granitplateaus haben tiefe Gräben in diesen vorgebirgsartigen tektonischen Stufenrand gegraben. Hierauf folgt abermals eine Verwerfung. Hier, in der Nähe des Ufers des Issik-Kul bricht die Granitstufe plötzlich ab. Die Verwerfung wird durch Uralit-Diabas-Adern (No. 41.) auffallend markiert. Natürlich ist das Alter ihres Ausbruches ein viel früheres, nachdem die Verwerfung und

ihr heutiges Bild nicht älter als pliozänen Alters sein kann. Auch hier wiederholt sich der in der Tektonik des Tienschan so oft wiederkehrende Zug, daß die Verwerfungen der neuen Senkungen entlang alter Bruchlinien entstanden sind.

Das große Granitmassiv des Arabelgebirges ist also im Profil des Ton-Passes an 24 km breit. Es füllt den zwischen dem Paß und dem Issik-Kul befindlichen Raum zur Gänze aus. Ganz anders sieht es mit der Struktur des nördlichen Tales des Ton Passes aus. Hier ist das Tal in die Falten der Sedimente des untersten Karbon gegraben. Die komplizierte Struktur der Faltung konnte ich wegen

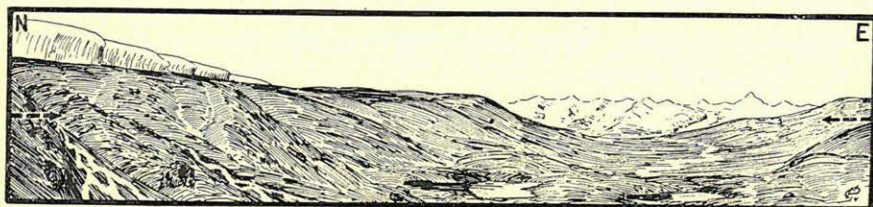


Abb. 58. Das Arabel-Srt von jenem 3760 m hohen Punkt, der sich 5 km westlich des Barskaun-Sees befindet (3700 m). Links im Vordergrund liegt auf der Rumpffläche Plateauais mit langer Schmelzkehle. Rechts im Vordergrund das verlassene Gletscherbett voller Moränen und Tümpeln. Im Hintergrund das Akschirjak-Gebirge mit dem gut sichtbaren Petrow-Gletscher.

der raschen Reise und den auf die Talsohle beschränkten Beobachtungen bei weitem nicht mit befriedigender Genauigkeit skizzieren, doch ist es nicht im Geringsten zweifelhaft, daß die Schiefergruppe und die in oder über ihr konkordant gelagerten Kalksteinbänke stark gebogene Gewölbe mit W-O-lichen Achsen gebildet haben. Parallel zur Achse der Gewölbe zerspalten Bruchlinien und Verwerfungen die Faltungen. Ich habe den Eindruck, als wären auch hier die Verwerfungen die primären tektonischen Erscheinungen. Wie stark auch die Faltung verbogen sein mag, scheint sie doch den Flexurbrüchen der Verwerfungen zu folgen. Ich bin geneigt anzunehmen, daß diese Faltung jünger ist als die Ausgestaltungszeit der großen Rumpffläche, also zu den Erscheinungen der tektonischen Wandlungen des Tertiär zu zählen sei. Sie würden dann Begleiterscheinungen der Zerstückelung des großen Rumpfflächenreliefs sein. Der dickbankige Kalkstein würde dementsprechend erst in der tertiären Faltung in die schon früher gefaltete Schiefergruppe gepreßt worden sein.

Meine entlang des ganzen Südrandes des Arabel-Gebirges gesammelten Beobachtungen wären in zwei Abschnitte zu teilen.

Der eine betrifft das Arabel-Tal, der andere das Burkhan-Tal. Beide Abschnitte werden durch den Ara-Bel-Paß voneinander getrennt. Beide Täler weichen im Aussehen wesentlich voneinander ab. Das Arabel-Tal ist eine hohe, breite, flache Mulde, die sich von der mit 3720 m gemessenen östlichen Grenzwand, vom Petrow-Gletscher der Akschirjak-Gebirges, in einer Länge von 45 km, eigentlich aber noch weiter erstreckt. Hierher mündet der Kolkpawskij-Gletscher, der sich noch im Irtasch-Tal fortsetzt, wo er einen tiefen U-artigen Querschnitt angenommen hat. Diese Arabel-Mulde ist eigentlich ein Srt, beziehungsweise ein Teil des Ur-

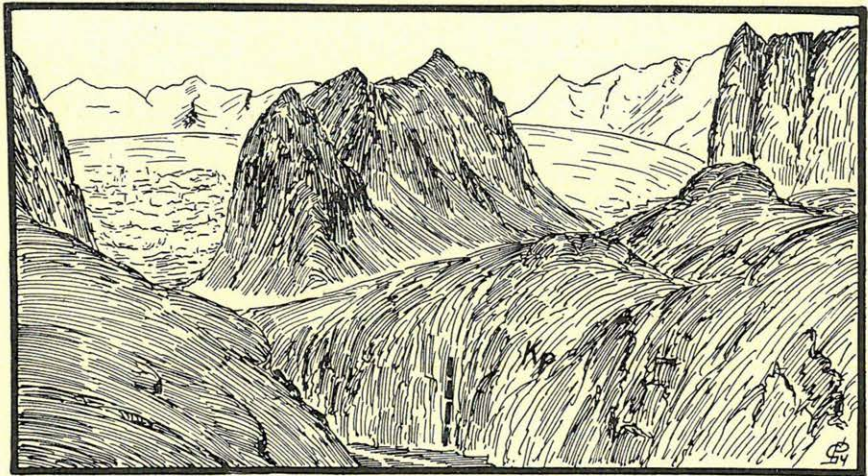


Abb. 59. Das gletschererfüllte Itischi-Kannon, der westliche Nachbar des Kaschkatör aus einer Höhe von 3870 m gegen NW.

Rumpfflächenreliefs. Es ähnelt den breiten umfangreichen hohen Mulden der Kölü- und Saridschas-Täler, mit dem Unterschied, daß seine Flüsse keine tiefen Schluchten darin gerissen haben, es also nicht zu einem wirklichen Srt zerstückelt wurde. Hier ist das Rumpfflächenrelief fast unberührt. Bloß die, während der Vereisung des Pleistozän darauf entstandenen, natürlich sehr langsam fließenden breiten Gletscher schliffen in seine Sohle, wobei sie die früher dort gewesenen Schuttkegel ausräumten. Die Gegend wird durch die Abb. 58. zur Genüge charakterisiert. Auf ihr ist die Ausdehnung der Rumpffläche zu erkennen, ebenso, daß die grünen Eismauern der dicken Firn-Tafel mit ihren überstehenden Rändern so auf ihr liegen, wie das Eis der Polargegend. Vor der Eiswand erstreckt sich ein tundrenartiges nasses Feld. Der Schriff des

Gletschers der Burkhan-Vereisung ist ebenfalls sehr breit, doch gar nicht tief. Sein Bett wird durchwegs von den durch seine Erosion in das peneplaine Relief entstandenen Schultern begleitet. Im Bett dieses Burkhangletschers haben sich der Reihe nach Moränen abgelagert, zwischen deren Hügeln dutzende von Seen verschiedener Größe glitzern. Unter der in das Rumpfflächenrelief gesenkten Bergschulter habe ich mehrere Tagreisen weit bloß Granitabrisse gesehen. Das Schmelzwasser der Eistafeln stürzt durch schäumende Wasserrisse in die Seen und den sich zwischen den Moränen durchwindenden Bach. An der Südseite der Arabelmulde

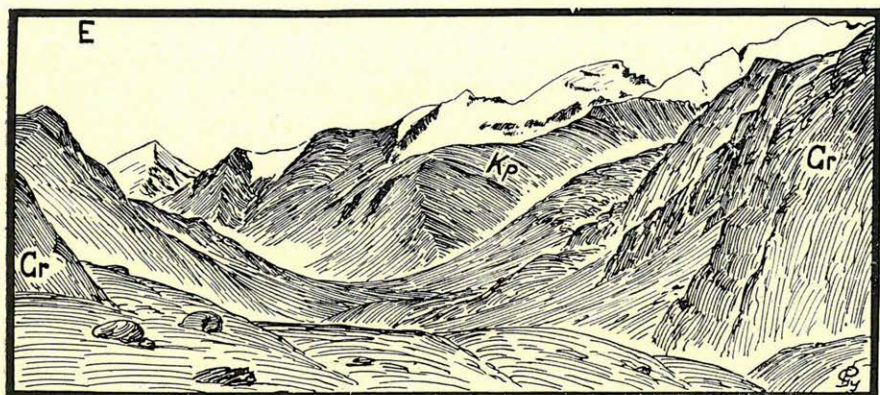


Abb. 60. Der oberste Abschnitt des Burkhan-Tales vom 3550 m hohen Punkt der Talsohle gegen oben gesehen. Der kegelförmige Schneeberg unter „E“ ist schon ein Teil des Arabel-Srt.

erhebt sich ein wesentlich höheres Gebirge als an ihrer Nordseite. Dies ist der Djamanitschke-Tau, dessen Tektonik ich im nächsten Kapitel besprechen werde. Hier will ich nur das erwähnen, was mit dem Arabel-Gebirge in Beziehung zu bringen ist. Aus der Abb. 70. ist ersichtlich, daß das Djamanitschke-Gebirge, wenn es auch nicht von kühn aufsteilenden Bergspitzen gekrönt ist, eine im allgemeinen um 4500 m hohe, breite Berggruppe ist, ein dem Akschirjak ähnelnder, wenn auch wesentlich größerer Höcker des Rumpfflächenreliefs. Aus diesem Höcker haben pleistozäne Gletscher breite Täler ausgeschliffen, auf den dazwischen befindlichen Bergrippen sitzen auch heute noch in regelmäßigen Abständen Nischengletscher. Es ist klar, daß als nördlicher Hauptkamm des Hohen Tienschan dieses Djamanitschke-Tau zu betrachten ist und nicht das auf der Karte übermäßig betonte Terskej-Ala-Tau. Auch die pleistozänen Gletscher floßen von diesem Hauptkamm aus

über den Rücken des Arabel-Gebirges gegen Norden. Die überwiegende Mehrzahl der zahllosen Moränen des Arabel-Tales aus der Burkhan-Periode stammt ebenfalls aus dem Djamanitschke-Gebirge.

Über die Tektonik des Gyamanitschke-Tau muß ich hier noch erwähnen, daß sein Material, soweit das aus der Farbe geschlossen und erkannt werden kann, hauptsächlich der Schiefergruppe angehört. Die Faltung der Schiefergruppe schlägt hier vom Kaschkator aus gegen W-SW um. Östlich des Djitim-Passes erheben sich aus dem Firnschnee derartige schwarze Gesteinsbänke, die entweder aus der mittelkarbonischen Transgression stammen, oder aus den Hanhaischichten.

Das Gefälle der Arabel-Talmulde wird in der Nähe des Petrow-Gletschers auffallend größer. Der Djaktasch ist der Hauptfluß des riesigen Taragaj-Srt, wodurch es möglich und statthaff ist, daß der Petrowgletscher als Quelle des Sir Darja genannt wird. Dieser Fluß hat sein Bett tief in die Sohle eingegraben und auch schon den Arabel-Bach mit sich gerissen, ebenso wie ein nördliches Nebenwasser, den Bach Itischi. Ich habe erwähnt, daß das Arabel-Gebirge noch Schluchtentäler aus der Burkhan-Periode haben kann, die heute noch unbekannt sind, da sie bis oben mit Eis gefüllt, unpassierbar sind. Eines dieser Täler scheint das Itischi-Tal zu sein. (Abb. 59). Dieses wird fast bis an den Rand von Eis angefüllt. Während aber seine übrigen, westlichen Nachbarn ihre Wasser über die Felsbänke ausbreiten, hat sich der Itischi ein 200 m tiefes Tal in den Felsgrund gegraben. Die steilen Wände des tiefen Tales bestehen aus lotrechten Schichten von violetter Fillitschiefer und an Blätter eines Buches erinnernden silbergrauem Kalksteinschiefer. Hinter diesen Schichten liegt Granit.

Die größte Höhe erreicht die Sohlenlinie des Arabeltales im Westen um einen größeren See. Sie beträgt hier 3720 m und bildet eigentlich den ins Burkhan führenden Paß. Von hier aus neigt sich das Tal kaum 1 km gegen Westen. Es wird bis 3690 m von einem munteren Bächlein durchfloßen, von wo es mit starkem Gefälle in das 100 m tiefere Burkhan-Tal stürzt. Das Bild dieses Tales ist ein ganz anderes, als das des Arabel-Tales. Es ist ein schmaler tiefer, richtiger Eisschliff mit U-förmigem Querschnitt. Über die Tektonik der Arabel-Burkhan-Talstufe gibt das kleine Profil zwischen den Profilen C und D der Abb. 55. Aufschluß. In den zwischen Verwerfungen eingekeilten Schollen von Fillitschiefer und Papier-Kalksteinschiefer ist eine kleinere Scholle des Bayumkoler Productus-Kalksteines eingesenkt. Hier ist eine starke tektonische

Störung zu sehen. Das Streichen der Schiefer biegt auffallend stärker gegen NO um. Ich wiederhole auch hier, daß die tektonische Störung mit dem Erscheinen starker N-S-licher Verwerfungen zusammenhängt. Diese erinnern aber keinesfalls an Faltungen in dem von GRÖBER geschilderten Sinn (25. Seite 61.). Fest steht, daß sich der Arabel-Paß genau auf der Linie befindet, aus der die großen westlichen Täler des Tienschan, vor allem das Narin-Tal ausgehen.

Drei km westlich des Passes befindet sich eine N-S-liche Bruchlinie, die den Granit von den Schieferbergen trennt. Da-

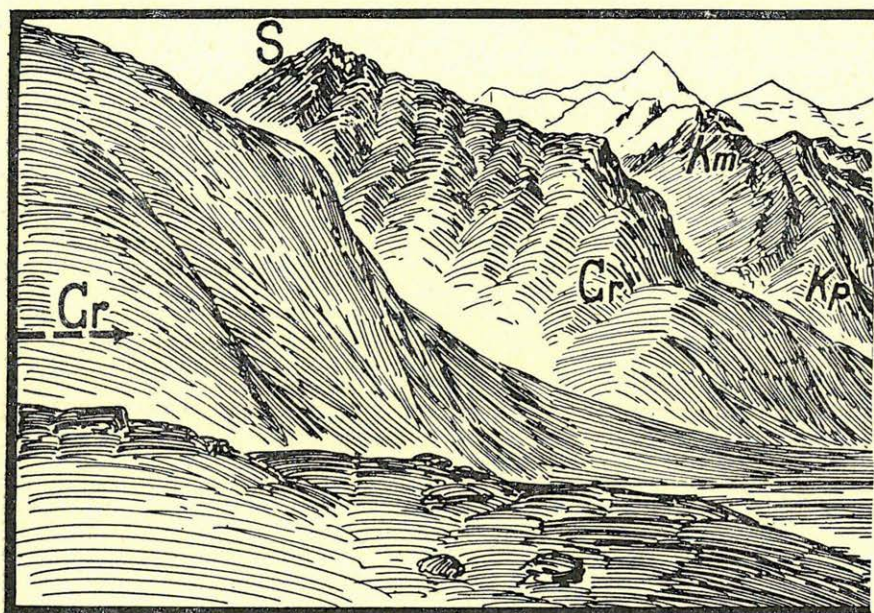
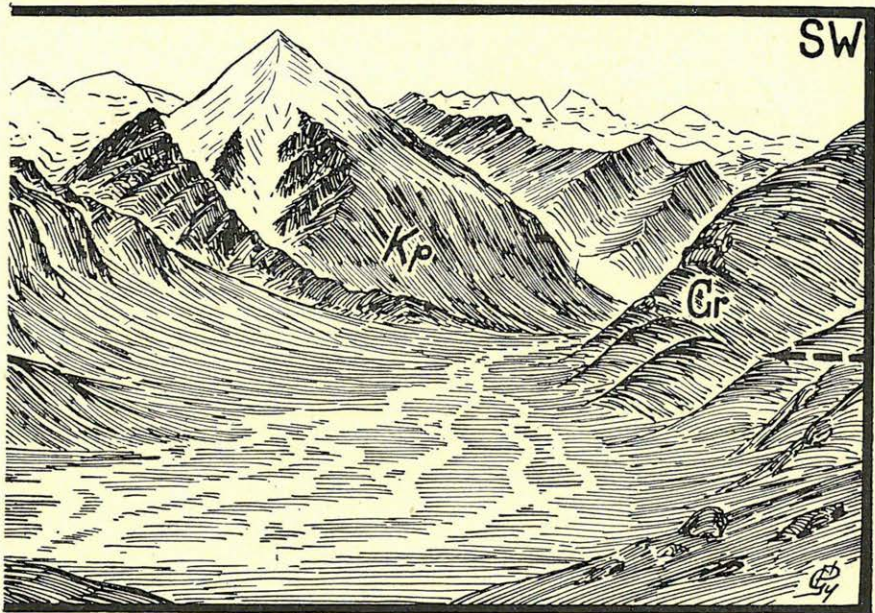


Abb. 61. Der zweite Abschnitt des Burkhan Tales vom gleichen Aussichtspunkt (5350 m) wie die Abb. 60.

durch ist der östliche vom westlichen Flügel des Arabel Gebirges getrennt (Abb. 60.). Auch das Tal verspürt diese tektonische Linie, nachdem der Burkhan hier plötzlich im rechten Winkel umknickt. In der Höhe von 5350 m gelangt das vom Arabel-Paß hieher führende Tal abermals in ein Quertal, so daß der Fluß im rechten Winkel umgeknickt, gezwungen ist 3 km fast genau nach S zu fließen. (Abb. 61.). Das Tal buchtet sich hier auffallend aus. Aus dieser Linie kann man eine neuerliche (zweite) N-S-liche Verwerfung vermuten, was durch die verschiedenen Gesteine der

beiden Seiten des breiten Tales wahrscheinlich gemacht wird. An der Westseite habe ich außer Granit (No. 146) nichts gesehen. In der Ostwand befinden sich Granit, Tonschiefer und darüber gut zu erkennende Kalksteintafeln. Die Talsohle ist hier stark aufgeschüttet, und bedeckt sicher das Bett eines ehemaligen eiszeitlichen Sees. Hierauf deutet auch, daß das Gefälle der Talsohle auf eine Entfernung von 3 km kaum 50 m beträgt. In der Höhe von 3000 m ist in einem neuerlichen Talknie eine Stirnmoräne vorhanden. Hier wendet sich nämlich das Tal stark gegen W.

Der nächste Abschnitt unterhalb des Punktes 5240 m, liegt in



der Streichrichtung der karbonischen Faltung. Die Gestalt des Burkhan-Tales wurde an dieser Stelle offenbar durch Längsbrüche bedingt. Hier sind schmale Bänder des Biotitgranits in den Schiefer eingeschaltet. (Abb. 62.). Charakteristisch für diesen Abschnitt des Burkhan-Tales ist, daß das Haupttal sehr aufgeschüttet ist. Einmal, — wahrscheinlich nach der Burkhan-Periode, — wurde das Tal durch eine Kette von Seen erfüllt. Es haben sich ungewöhnlich viele Stirnmoränen gebildet. Deshalb erreichen die Wasser der Nebentäler den Burkhan im gleichen Niveau. Dieser hat sehr viel zu tun, um die dicken Schottermassen fortzuschaffen.

Hier fließen die Bäche Kaltscha und der nördliche Djama-

nitschke samt dem Burkhan in einer Seeanschwemmung, die in eine Moräne eingebettet ist. Zwischen den Moränen ist ein kleiner See mit 2—500 m Durchmesser noch heute vorhanden. In die Seeanschlammung haben sich die Bäche tief eingeschnitten. Um die

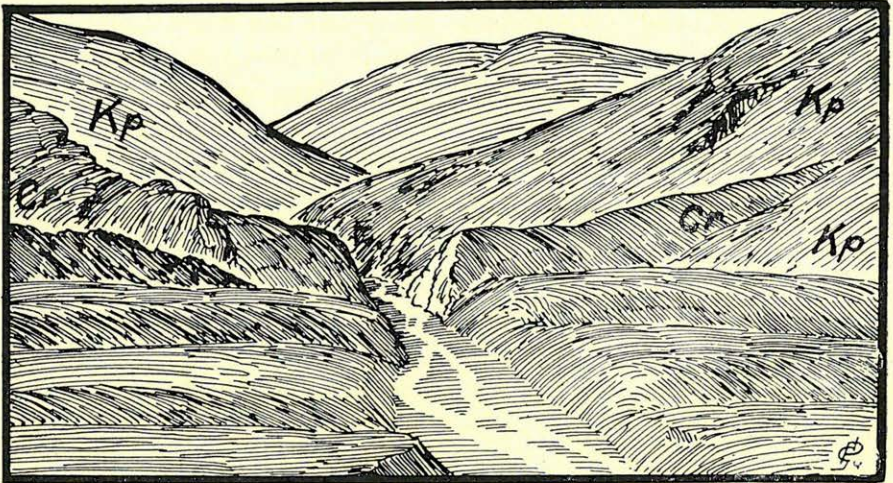


Abb. 62. Panorama des Baigalmak-Tales, des zweiten östlichen Nebentales des Burkhan vom Kaltscha aus, aus einer Höhe von 5180 m gesehen. Im Hintergrund Tonschiefer (Kp), Granitgang (Gr), darin das vom Bach erodierte Tor. Im Vordergrund die Terrassen I + II + III.

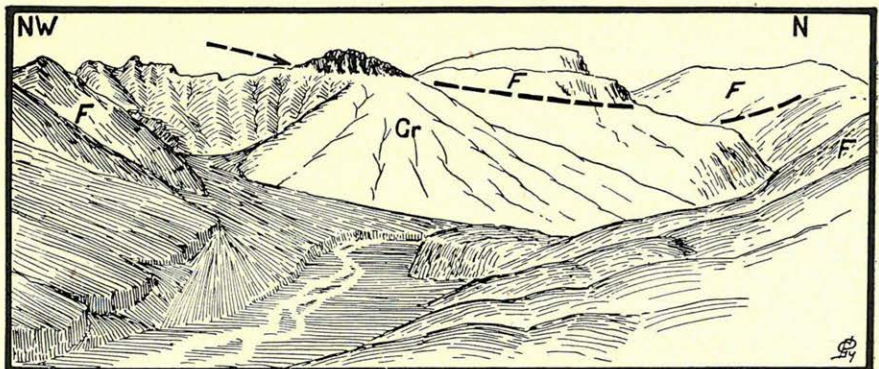


Abb. 65. Das Kaltscha-Tal aus einer Höhe von 5140 m.

Mündung des Kaltschaflusses befindet sich ein kleines Terrassenbecken, dessen Ansicht Abb. 70. a—b. wiedergibt. Im Vordergrund dieser Abbildung ist der Fuß des Arabel-Gebirges zu sehen. Das Kaltschatal selbst hat hauptsächlich Granit aufgeschlossen. Doch

erscheint, wie das die Skizze Abb. 63. veranschaulicht, im Hintergrund die mit „F“ bezeichnete, den Granit überlagernde Schieferdecke. Wenn ich auch die Details der Tektonik, infolge der wegen der großen Beobachtungsgeschwindigkeit mangelhaften Genauigkeit nicht aufzeichnen kann, verraten doch die beiden Abbildungen, die vom gleichen Standpunkt gezeichnet wurden, — die eine gegen Norden, die andere gegen Süden, — daß das Grundgebirge hier von einer sehr starken Faltung betroffen wurde. Die Felswände lassen durch den Wechsel der Felsformationen und Farben erkennen, daß die massiven und schieferigen Gesteine in langen

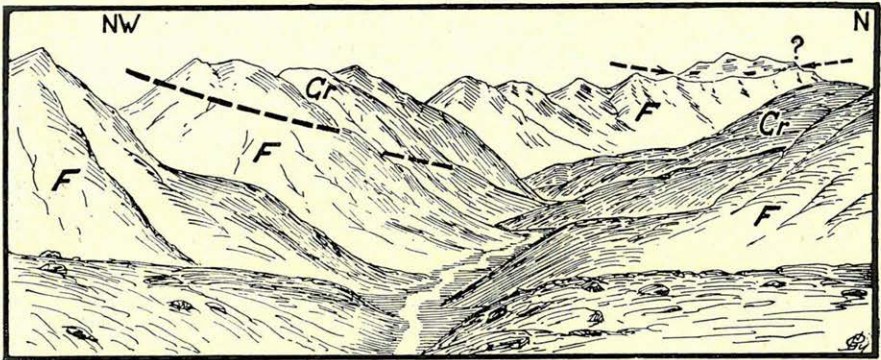


Abb. 64. Das Nebental Kokdscher I. des Burkhan-Tales, vom Scheitel der vom Burkhan-Tal absperrenden Moräne, aus einer Höhe von 3080 m. Gr = Biotitgranit, F = Fillit, hauptsächlich Serizitfillit, ? = wahrscheinlich Hanhai.

Flecken abwechseln. Diese Faltung wird in der Höhe, (auf Abb. 70. a—b. rechts) von ruhig liegenden Tafeln überlagert. Diese Tafeln bestehen hier aus gelblichgrauem Kalkstein, weiter weg aus den ziegelroten Sandsteinen der Hanhaischichten mit ihren charakteristischen Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen und Formen.

An der Nordseite des unter dem Kaltscha-Becken befindlichen Burkhan-Talabschnittes habe ich in jedes Seitental hineingeblickt, habe an einer Stelle auch einen Aussichtspunkt erklettert und entlang einer längeren Strecke die Pfade bzw. Schafstege oberhalb des Burkhan-Tales beschritten. Das Arabelgebirge hat hier eine ziemlich abwechslungsreiche Tektonik gezeigt. Gleich in dem westlich des Kaltscha liegenden benachbarten Tal, im I. Tal des Kokdscher genannten Berghanges (Abb. 64), befindet sich eine Stirnmoräne im Vordergrund, hierauf folgt Serizitfillit (No. 39.), darüber eine große Granitmasse, hinter der neuerdings die Fal-

tung der Schiefergruppe zu sehen ist. Weit weg sieht man auf einem Bergkamm horizontale gelbe Schichtenbänke.

Die nun gegen Westen folgenden Seitentäler No. II und III. konnte ich von einem emporragenden 5360 m hohen Felsen gleichzeitig zeichnen. Dieses Bild läßt schon um einiges mehr erkennen. Der Granit erscheint hier ausgesprochen als ein, in das schiefe Gewölbe des Sericitfillit eingekneteter Brocken. Prächtig ist auch das Trogtal aus der Burkhanperiode, die sich an dieser Seite befindet und eine hohe Talstufe und einen Rundhöcker birgt. Besonders packend ist das Panorama des Hintergrundes gegen Nor-

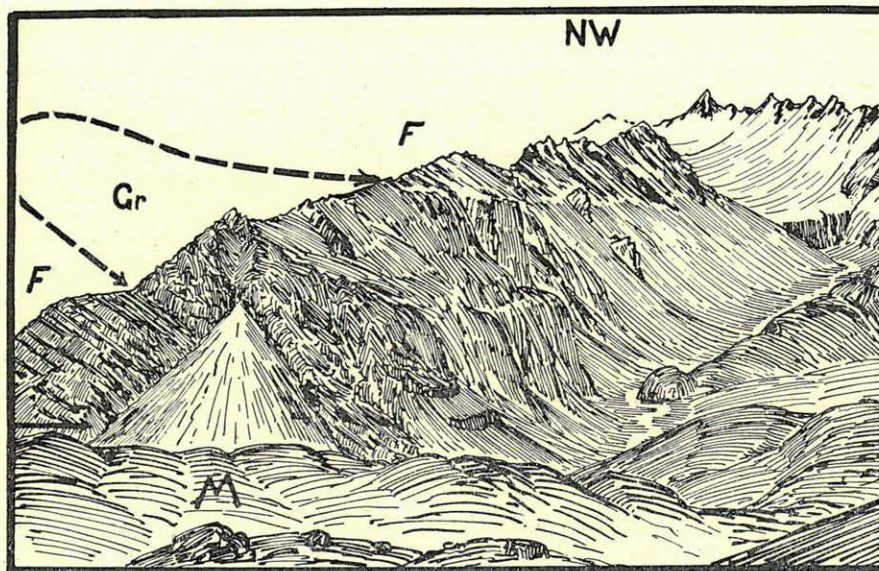
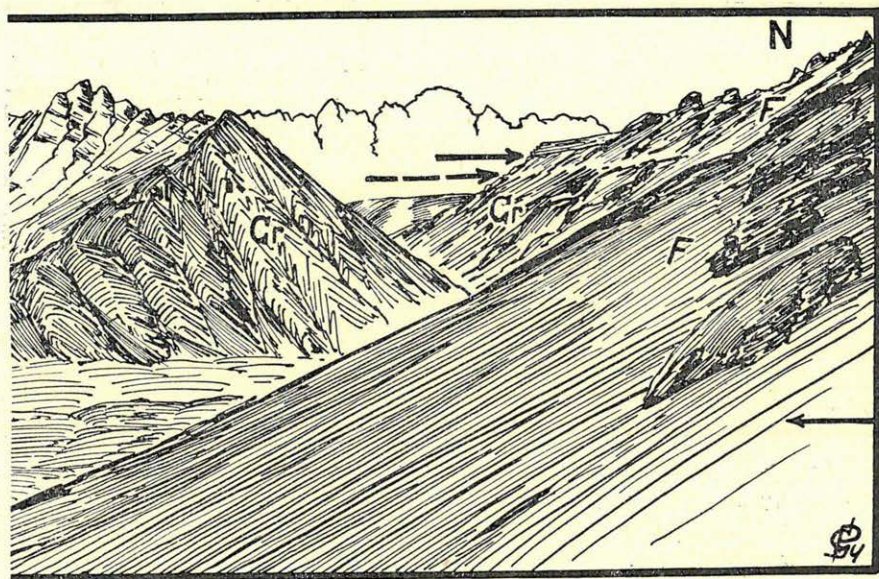


Abb. 65. Panorama des Kokdscher III. (in NW-licher Richtung) und des Kokdscher II (in NNW-licher Richtung) vom Scheitel der die Täler versperrenden Burkhan-Seitenmoräne (5360 m). Die gestrichelten Pfeile bezeichnen die Grenze des Biotitgranits, der zwischen die Sericitfillite eingeklebt ist. Der ausgezogene Pfeil bezeichnet den diskordanten, horizontalen roten Sandsteinrest im II. Kokdscher Tal.

den zu. Hier befindet sich ein breites Dach, auf dem horizontal mächtige Tafeln von Hanhaischichten liegen. Im scharfen Gegensatz zur Tafel erhebt sich dahinter eine um mindestens 300 m höhere Felswand, die nur durch eine Verwerfung in die Nachbarschaft des noch wenig zerrissenen Plateaus der Tafel gelangen konnte und keinesfalls älter als pliozänen Alters sein kann.

In der Nähe der großen Stirnmoräne des Burkhantales konnte ich von der 2870 m hoch gelegenen Talsohle aus die Nordwand bis

zur Höhe von 5240 m erklettern und dadurch etwas weiter im Westen gelegenen Abschnitt des Südhanges des Arabelgebirges überblicken. Der Zusammenhang zwischen Granit und schwarzem Tonschiefer ist auch hier der gleiche. Am linken Rand meiner Skizze (16.—Tafel I. Abb. 2.) ist im Vordergrund die Schwelle eines Zirkustales zu sehen, das nach meinen Kirgisen Tscharkaritma, d. h. Wasserfall genannt wird. Dieser Name kommt im Tienschan natürlich hundertmal vor. Unter und neben dem die Schwelle bedeckenden Granitgeschiebe des ehemaligen Gletschers ist der schwarze Tonschiefer erschlossen. Er fällt mit 50° S ein



und streicht O-SO. Auf dieser Abbildung habe ich, obwohl es mein Skizzenbuch scharf hervorhebt, die Tektonik nicht betont. Der aufmerksame Beobachter wird aber auch so erkennen können, daß der gegen Osten in der Umgebung der beiden benachbarten Tal-tore stehende Berg eine helle Farbe und glatte Oberfläche besitzt, während sich weiter nach Innen und Oben schwarze und gezackt-felsige Berge befinden. Der Granit ist nämlich auch hier in einem gegen die Achse des Burkhan-Tales zu einfallenden Gewölbe unter die schwarzen Schiefer gezwängt. Wenn wir die Streichrichtungen der Schiefer auf Grund meiner Messungen vom Arabel-Paß bis zum Ton-Tal aneinanderstoßen, erhalten wir einen leicht gegen Süden geschwungenen Bogen, der im Großen und Ganzen der Krümmung des Burkhan-Tales entspricht. Es fragt

sich nur, ob dies der ursprüngliche Bogen der Grundgebirgsfaltung ist, oder eine später erfolgte schuppige Stauung längs der Bruchlinien. Nachdem nämlich das Grundgebirge erst später zerbrochen ist, hat dieser Vorgang im allgemeinen die ursprüngliche Tektonik verwischt. Es ist nicht zu leugnen, daß es für den Fachmann einen besonderen Genuß bedeutet eine kühne Faltungslinie zu zeichnen, muß ich doch aber auch hier erwähnen, daß wie sehr auch die Faltung im ersten Drittel des Karbon den Tianschan durcheinandergebracht hat; — der Faltung folgende Zerbrechen eine unverhältnismäßig größere Wirkung auf die heutige Tektonik aus-

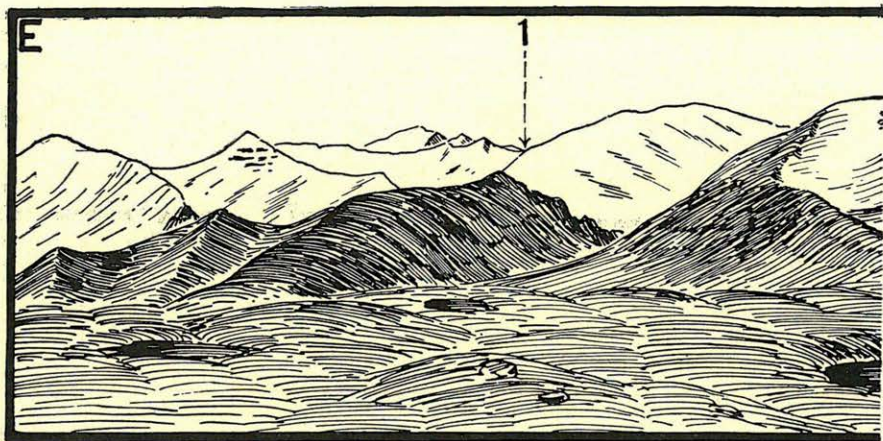


Abb. 66. a—b. Das Arabel-Srt und das Djamanitschke-Gebirge vom Lager des 17—18. IX. 1906. (5720 m) aus. 1. Djitim-Paß (in den Djaktasch), 2. Suek-Paß (zum Akkurgan-Köl). Jenseits des Suek-Passes ist der Djamanitschke-Paß SEWERZOWS nahe.

geübt hat. Ich denke es mir sehr gut möglich, daß spätere Forschungen die sowohl von KEIDEL, GRÖBER wie auch von mir erkannten Faltungsbögen des Süd-Tianschan als typisch asiatische Folgen von nach Auswärts gebogenen Bruchlinien und nicht als Folge von seitlichem Druck und Schub entstandene unabhängige Faltung feststellen werden. Diese beiden dynamischen Vorgänge können wir heute noch nicht genau unterscheiden.

Wenn wir die Charakteristik des Arabel-Gebirges zusammenfassen, können wir feststellen, daß auch diese Gebirge im Wesentlichen ein auf tektonischem Wege, durch Brüche abgelöstes Stück der Scholle des großen tianschaner Rumpfes ist. Auch seine Hauptmasse bildet der vorkarbonische Biotitgranit, den die unterkarbonische Faltung in ältere und jüngere, also devonische und unter-

karbonische Schiefer gepreßt hat. Die Transgression im höheren Unterkarbon hat schon eine zerrissene Oberfläche betroffen. Hienach gelangte die Bruchstruktur zur absoluten Vorherrschaft, was im Zusammenhang mit den Eindringen von Diorit- und Diabasgängen vor sich ging, doch bildeten sich gleichzeitig auch schuppige Falten und kleine Überschiebungen aus. Hierauf folgte auch hier die Ausgestaltung der großen Rumpffläche, die lange Festlandsperiode. Die neue epirogene Hebung bestimmte die teilweise, im Endergebnis vollständige Überlagerung durch äußerst mächtige grobe Hanhaischichten. Endlich erfolgten die neuer-



lichen Einbrüche der schon sehr hoch gehobenen Rumpffläche, die Ausgestaltung des neogen-pleistozänen Bruchliniennetzes und schließlich die Ausarbeitung des pleistozänen glazialen Reliefs. Aus den beiden letzten Arbeitsphasen ist auch die Selbständigkeit des Arabelgebirges abzuleiten. Doch bildet diese Gebirge, wie schon erwähnt ein höheres Stück der großen Hochebene, ein großes gegen N geneigtes Srt, das sich vom Mintör-Abschnitt nur dadurch unterscheidet, daß es 5—600 m höher ist, weshalb es auch zum Großteil von Tafeleis bedeckt wird.

10. Das Djamanitschke-Gebirge.

Auch dieser Name ist bisher in der Literatur nicht bekannt, ebenso, wie auch der des Arabel-Gebirges neu war. Djamanitschke bedeutet schlechte Ziege. Es ist der Name zweier Täler und des dazwischenliegenden 3770 m hohen Passes. Über diesen Paß kann man von den Großen-Narin Srt-en zu den Kleinen-Narin Srt-en

gelangen. Das östliche Djamanitschke-Tal, sowie der obere Abschnitt des westlichen Djamanitschke-Tales und das Dschelangatsch-Tal und das dazu parallele Artschalu-Tal teilt die große Bergmasse, die sich zwischen den Flüssen Burkhan-Arabel, Kleiner und Großer Narin erhebt der Länge nach in O-W-licher Richtung in zwei Teile. Hier befinden sich also zwei, beziehungsweise am westlichen Flügel drei Bergketten, wenn wir den zwischen den Flüssen Dschelangatsch und Artschalu befindlichen schmalen, aber 55 km langen Berggrat ebenfalls mitrechnen. Den nördlichen Bergzug nenne ich Djamanitschke-Gebirge, während der Name

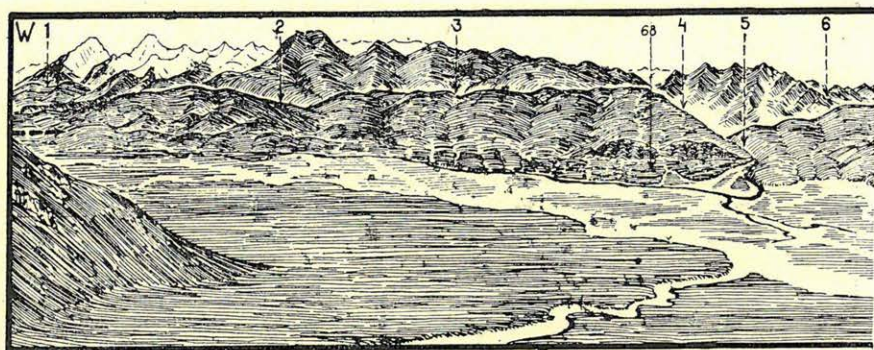
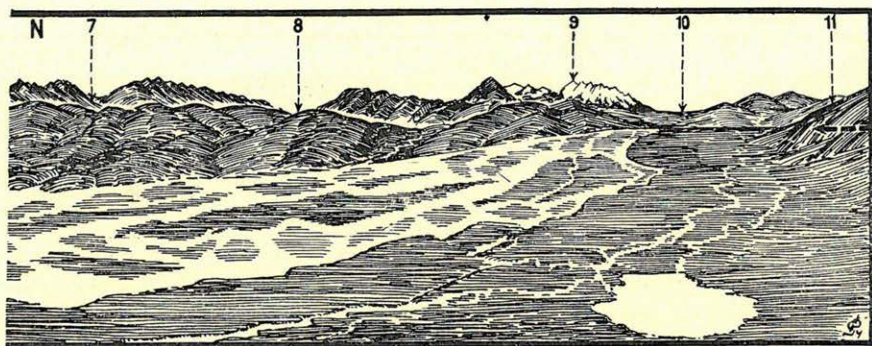


Abb. 67. a—b. Das südwestliche Eck des Taragaj-Srt von dem über dem Kaktin-Köl befindlichen Hügel (3520 m). 1. Korumdu-Tal, 2. Aigir-Bulak-Tal, 3. Sariköl, 4. Sorgo-Tal, 5. Der Djaktasch-Fluß vereinigt sich hier mit dem Karasai. Von hier an gegen W heißt der Fluß Narin-Taragaj, 6. Östliches Djamanitschke-Tal, 7. Tal des Akkurgan-Köl, 8. Tal des Djaktasch-Flusses., 9. Akschirjak-Alpen, 10. Tschagir-Bel der ins Akschirjak-Tal führt, 11. Tal des Karasai-Flusses. 68. Aussichtspunkt der oberen Abb. der Tafel IX. Im Vordergrund links der Kara-Su-Fluß des Tschakirkurum, rechts das Kaktin-Köl (3140 m).

des südlichen Bergzuges nach wie vor der auf der Vierzig-Werst-Karte angeführte, also Djitim-Tau bleibt.

Das erste was uns auf meiner Karte auffällt, ist, daß die Täler Djamanitschke, Artschalu und Dschelangatsch und durch sie das Gebirge selbst, parallel zum Bogen der Täler Burkhan-Arabel verlaufen. Schon am Ende des vorigen Kapitels habe ich diesen sanft gekrümmten Bogen erwähnt der der Streichrichtung der Schieferfaltung des Arabelgebirges entspricht. Auch jetzt betone ich schon im Vorhinein, daß ich nicht glaube, daß die Faltung selbst, nachdem deren stark abgetragene Oberfläche vom mittelkarbonischen Meer überschwemmt wurde und sie in eine dicke Kalksteintafel hüllte, die im Verlaufe späterer Vorgänge noch eine Hanhaidecke

bekam bei der Ausgestaltung des heutigen Antlitzes eine wesentliche Rolle gespielt haben sollte. Die Faltung des Grundgebirges hat wie im allgemeinen jede Faltung, die zu einer vollkommenen Rumpffläche abgetragen wurde, geographisch nur eine geringe Wirkung. Hingegen können sehr alte Brüche immer sich erneuernde Fugen der Erdrinde sein, wie sie auch, so glaube ich zumindest, im Tianschan tatsächlich wurden. Ich schicke also voraus, daß ich auch in der Linie Dschelangatsch-Djamanitschke eine derartige erneuerte Bruchlinie suche, die das Djamanitschke-Gebirge im Neogen vom Djitim-Tau getrennt hat.



Das Djamanitschke-Gebirge wird durch einen tiefen Graben, dem Quergraben des unteren Abschnittes des Nördlichen Djamanitschke-Tales in zwei, im Großen und Ganzen gleich große Teile geteilt. Der östliche Flügel reicht von hier bis zu jener breiten Talweiterung, durch die die Flüsse Arabel und Djaktasch gegen Süden austreten, ist also 62 km lang. Wir wissen von vier Pässen. Zwei wurden von SEWERZOW passiert. Seine Kirgisen nannten den einen Djamanitschke; den anderen Djitim-Paß. Diese beiden Pässe dürfen nicht mit anderen verwechselt werden, weshalb sie in diesem Werk stets gemeinsam mit dem Namen SEWERZOWS genannt werden. Indessen mag uns die Armut des kirgisischen Wörterbuches an Landschaftsnamen nicht stören. Die begleitenden Kirgisen schienen hier im Hochgebirge die Namen der Plätze im Augenblick der Frage zu erfinden. Daraus resultieren dann Debatten, wie sie zwischen MERZBACHER und mir ganz überflüssigerweise stattgefunden haben.

Vom Djamanitschke-Gebirge habe ich schon erwähnt, daß es wesentlich höher ist, als der entsprechende Abschnitt des nördlich davon befindlichen Arabel-Gebirges. Vom Arabel-Srt (Abb. 66) habe ich gesehen, daß seine dahin schauende Seite auffallend

schwarz ist, das vorherrschende Gestein also anscheinend Schiefer ist. Östlich des Djitim-Passes erscheinen auf einer Bergspitze dicke, anscheinend horizontale Schichtenbänke. Das ist alles was wir über das Gebiet östlich des SEWERZOWSchen Djamanitschke-Paß wissen.

Etwas zahlreicher sind die Beobachtungen über jenen Abschnitt, der sich zwischen dem erwähnten SEWERZOWSchen Djamanitschke-Paß und meinen beiden Djamanitschke-Tälern erstreckt. Vor allem muß ich aber ein Landschaftsbild mitteilen, daß ich auf der Terrasse des Narin-Flusses in der Nähe des Kaktin-Sees sitzend gezeichnet habe (Abb. 67 a—b).

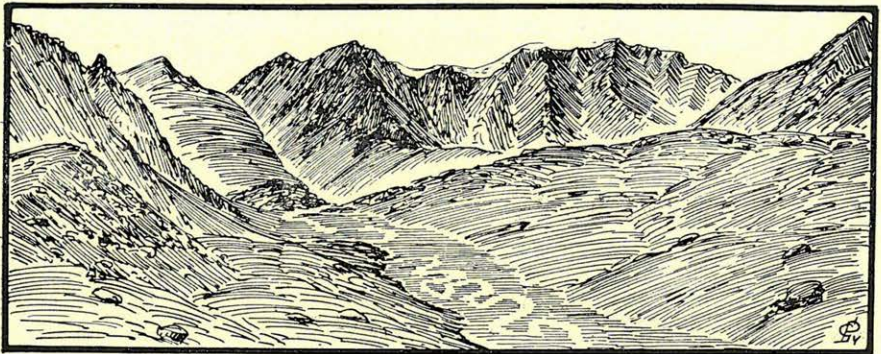


Abb. 68. Das Sar-tör-baschi vom Lager des 15—16. IX. 1906. (3540 m). Im Hintergrund schwarze Tonschieferberge, darüber Plateauais in einer ung. Höhe von 4200 m. Im Vordergrund die Burkhan-Moräne des Sar-Tör. Richtung NW.

Dies ist das Bild der nordwestlichen Ecke der beiden Narin-Srte, sowie des östlichen Endes der Djamanitschke und Djitim-Tau Gebirge. Das große Narin-Plateau ist natürlich kein echtes Srt; es ist anders aufgebaut wie beispielsweise das Törpu. Diese Hochebene ist eigentlich eine große viereckige Vertiefung, eine zwischen den, für den Tianschan charakteristischen Längs- und Querbrüchen eingesunkene Scholle. Infolge ihres Ursprunges und ihres Aufbaues steht sie daher morphologisch den Becken des westlichen Tianschan nahe. In der geographischen Form weicht sie natürlich von diesen ab. Wegen ihrer großen Höhe konnte sie nicht von Beckenschutt angefüllt werden, bzw. haben die fließenden Wasser den auf ihr angehäuften und angesammelten Schutt zum größten Teil wieder weggeschwemmt.

Das große Narin-Plateau mißt in W-O-licher Richtung 55, in N-S-licher 25 km. Sein tiefster Punkt liegt dort, wo es der Narin verläßt, 3000 m hoch. Bei seiner Umgehung habe ich das lose Ge-

rölle längs seines Randes neben dem Sari-Köl in 3500, im N neben der Stirnmoräne des Akkurgan-Köl in 3500, im O am Ischtik-Bel in 3550 m Höhe gefunden. Im Inneren der Hochebene sind seine Überreste auch in größerer Höhe anzutreffen. Einen Berg, den neben dem niedrigsten Punkt von 3000 m befindlichen, habe ich selbst gemessen. Hier ist die junge Beckenanfüllung in einer Höhe von 3640 m anzutreffen. Hieraus kann auch ein Schluß auf die Dicke gezogen werden. Es ist anzunehmen, daß diese losen Schichten einst das Plateau bis zur heutigen Niveaulinie von 3700 m angefüllt hatten. Dies ist nämlich die Höhe des Ak-Bel.

Das Plateau ist eine steinige Wüste. In den auf der Abb. 67. a

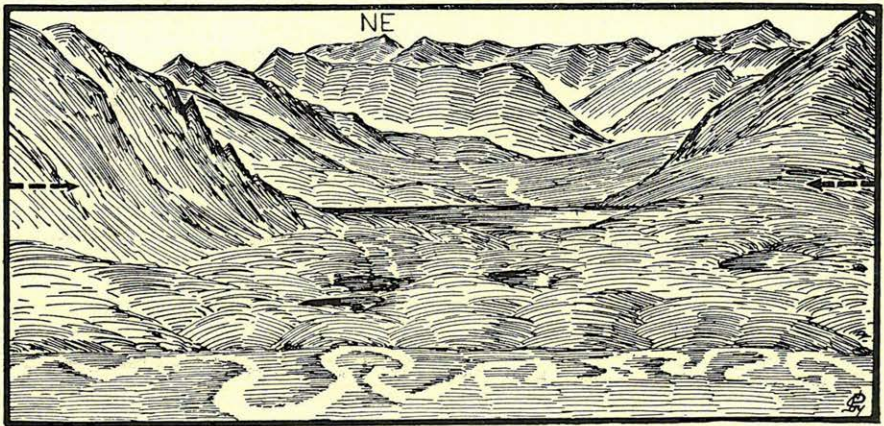


Abb. 69. Tal des Akkurgan-Köl von der Moräne des Sartör (3560 m) gegen NO.

sichtbaren Gräben (2 und 5) ist auch die untere Schichte abgeschlossen. Sie besteht aus einer grauen Masse von Sand und Schotter, von der angenommen werden kann, daß sie das breite und flache Becken in seiner ganzen Ausdehnung erfüllt hat. Auf diese Grundsichte lagert sich die mehrere 100 m mächtige ungeschichtete Masse des Gerölles. Das Material des zwischen dem Sari-Köl und dem Kaktin-Köl stehenden 3640 m hohen Hügels besteht hauptsächlich aus dem, Anschein nach ungeschichteten losen Sandlehm, der stark mit unabgeschliffenen Gesteinstrümmern bedeckt ist. Die Gesteinstrümmern bestehen hauptsächlich aus Kalkstein, Kalksteinschiefer, Tonschiefer und Fillitschiefer. Granit habe ich hier nicht gefunden. Aus dem Sandlehm ragen stellenweise Felstrümmern von mehreren Metern Durchmesser hervor. Dies sind Hügel, die durch ein ziemlich tiefes Tal (der Aigir-Bulak

und Schorgo mit dem dazwischen liegenden 3500 m hohen Paß des Sari-Köl) vom Hochgebirge getrennt werden. Die mächtige Decke ist also eine Grundmoräne, die aus der jüngeren Burkhan-Periode stammt. Aus dieser Beobachtung folgt, daß das geräumige Becken der Abb. 67. a—b. vor dem Eindringen des Burkhan-Gletschers Seeboden war. Die diluvialen Bildungen habe ich schon früher beschrieben (Lit. No. 16.). In diesem Kapitel will ich nur darauf hinweisen, daß dieses mit Seeablagerungen und Moränen angefüllte Becken eine junge Schollensenkung darstellt.

Hinter der Linie Akkurgan-Köl—Sari-Köl ist eine Verwerfung

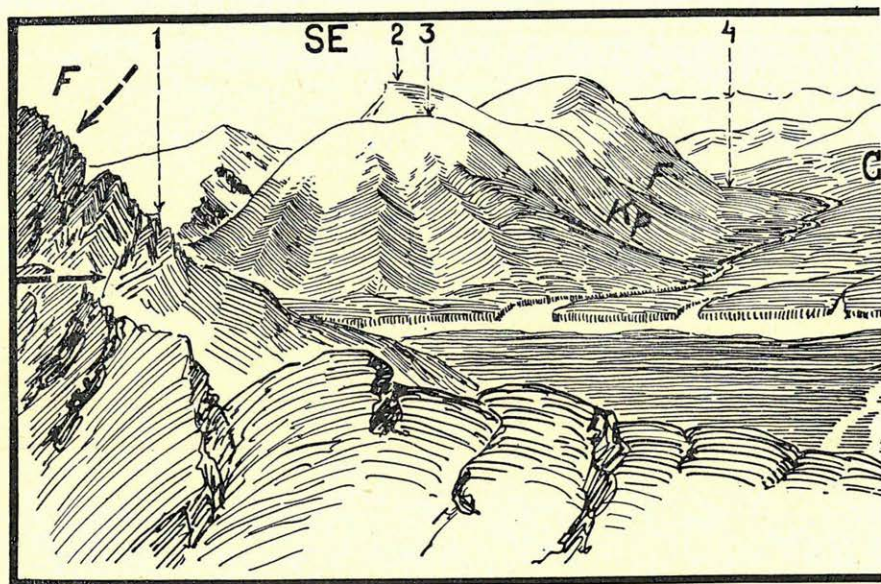
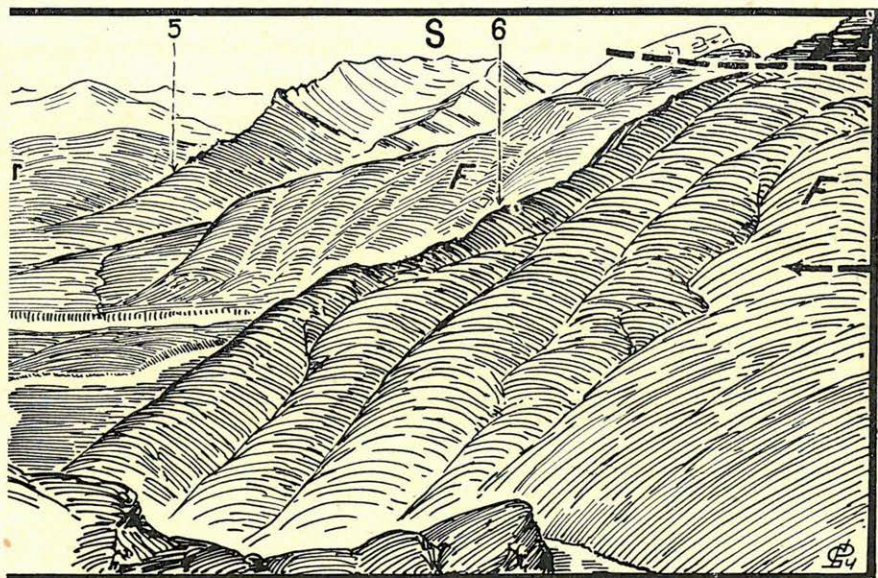


Abb. 70. Das Kaltscha-Becken des Burkhan-Flusses. 1. Burkhan-Baschi, 2. Der Berg No. 4 der Abb. 72., 3. Der Berg No. 5 der Abb. 72., 4. Djamanitschke-Tal, 5. Östlicher Artschalu, 6. Unteres Tal des Burkhan.

zu sehen, die auf 25 km Entfernung durch die scharf endenden Kulissen der Bergrate angedeutet wird. Gegenüber, im Osten steht die große Verwerfungslinie des Akschirjak-Gebirges. Aus dem losen Gesteinsbett, das die Senke zwischen Beiden ausfüllt, ragen Stücke der abgebrochenen Bergmassen empor. Im Sar-Tör-Tal, das in die Südseite des Djamanitschke-Gebirges gegraben ist, befindet sich noch ein Hochgebirge im Hintergrund. Über den aus schwarzem Tonschiefer bestehenden Wänden der Zirkustäler blinkt Tafeleis (Abb. 68). Im östlich benachbarten Tal ist das Hochgebirge nicht mehr zu sehen. Außerhalb der Verwerfung be-

finden sich nur mehr niedrigere Berge (Abb. 69.). Diese beiden Abbildungen zeigen außer den eben erwähnten tektonischen Hauptzügen der Landschaft auch noch große Haufen diluvialer Moränen. Gleichzeitig verrät aber das gewundene Bett der Bäche, daß die Hochebene nur einen ganz geringen Fall besitzt.

Das Tal des östlichen Djamanitschke ist ein durch Gletscherschliff in die lotrecht gestellte Schieferfaltung des Grundgebirges gegrabenes Längstal. Am Nordhang habe ich aktinolithhaltigen Epidotschiefer (No. 144.) und von dessen grünem Schutt ziemlich scharf abstechenden Fillitschiefer, am Südhang aber auf weite



Entfernungen schwarzen Tonschiefer und chlorithältigen Serizit-Glimmerschiefer (No. 145). gefunden. In der Stirnmoräne des Taleinganges ist auffallend viel Granit vorhanden, was darauf deutet, daß dieses Gestein oben in der Höhe vorherrscht. Der Paß (3770 m) selbst liegt indessen auf Glimmerschieferfalten. Bloß an seiner Westseite bin ich auf Granit gestoßen. Das breite Zirkustal, das in der Mitte der Abb. 70. a—b. zu sehen ist, ist ein mit Moränen übersätes Granitgebiet. Aus ihm führt eine breite Gletschermulde gegen Norden ins Burkhan-Tal. Dieses Quertal ist schon in den Schiefergürtel des Burkhan-Tales eingedrungen.

Einige tektonische Beobachtungen die ich im Burkhan-Tal, also an der Nordseite des Djamanitschke-Tales gesammelt habe, erweitert die einschlägigen Kenntnisse um einige weitere Daten.

Jenseits der Mündung des Djamanitschke-Baches erschließt die Nordseite des Gebirges schwarze Tonschiefer- und Kalksteinfaltungen. Hohe Spitzen, scharfe Grate sind hier nicht zu treffen. Davon überzeugt uns ein Blick in die Seitentäler. Doch ist die Höhe nicht unbeträchtlich. Auf den Dächern liegen breite Firnfelder die ihre breiten Gletscherzungen ins Burkhantal hineinstrecken. Abwechslungsreiche Felsbildungen befinden sich hauptsächlich an der Seite des Burkhantales und in den schluchtartigen Toren der Nebentäler, wahrscheinliche Folgen einer starken Über tiefung des Burkhan Tales. Im Djamanitschke-Gebirge ist die alte Rumpffläche noch stark zu erkennen (Abb. 71.).



Abb. 71. Das erste südliche Seitental des Burkhan oberhalb des Djamanitschke. Aussichtspunkt 3150 m. Ein in einem Schuttstrom sich fortsetzender Gletscher (fluvioglaziale Moräne.) Im Vordergrund eine im Burkhan Stadium entstandene Seitenmoräne des Burkhan-Tales. Dieses Tal mündet (auf der Abb. 72. a. hinter dem Pfeil No. 1.) aus südöstlicher Richtung.

Ein wirklich charakteristisches Bild der Tektonik des Djamanitschke-Gebirges ist weiters auf Abb. 72. a—b. zu sehen. Darauf gelangt nicht nur das starre, große, breite, auf eine tektonische Wirkung deutende Tal des Burkhan zum Ausdruck, es ist dort vielmehr auch ein älteres Niveau dieses Tales zu erkennen. Auf der Abb. ist der Terrassenrest der alten Talsohle in SO-licher Richtung zu sehen, mit einem daneben befindlichen Stück des gleichzeitigen Berghanges. Die Überreste dieser Berglehne fallen ebenfalls wegen der Abgeschliffenheit sämtlicher Bergrippen auf. Die damalige Talsohle war im Djamanitschke-Tonpaß-Abschnitt nach meiner Schätzung um 80 m höher, als die heutige, die einen stark aufgefüllten Horizont der Burkhan-Gletschermulde vorstellt.

Selbstredend hat das Eis auch das ältere Talniveau stark abgeschliffen. Wir müssen annehmen, daß dies durch den Gletscher der Akkija-Epoche geschah. Das ist sicher, daß die glatten Hangreste zueinander gehörige, einander ergänzende Oberflächenstücke sind. Sie konnten also nur durch den großen Hauptgletscher so gleichmäßig abgeschliffen werden. Der Hauptgletscher der Burkhan-Epoche hat in das geräumige „U“-Tal der Akkija-Periode ein schmäleres und tieferes U-förmiges Bett geschliffen. Die beiden trennenden Schulter ist an den meisten Stellen vorhanden. Die an den Seiten der Arabel- und Djamanitschke-Gebirge herabgeflossenen kleineren Gletscher haben auch in der Burkhan-Epoche alle den Hauptgletscher erreicht und sich in dem glatten Berghang der Akkija-Periode abgesonderte Betten ausgeschliffen. Die Skizze zeigt dies auch ohne weitere Erklärung. Die die Seitengletscher nährenden kleinen Zirkusse und Nischen bilden am Djamanitschke-Gebirge eine ununterbrochene Reihe. Einzelne Schwellen, über die die Gletscher in ihre Täler gestürzt sind, sind ebenfalls scharfkantig. Bis zu allen Schwellen (5500—5600 m) fließen auch heute noch Gletscher heran. Die Schmelzwasser rinnen an den Wänden der Schwellen herab.

Den Sockel des Djamanitschke-Gebirges bilden in der Akkija-Epoche glattgeschliffene Hangstücke. Das Material dieses Sockels scheint durchwegs aus Quarzfillit (No. 37.) und chlorithältigem Serizitfillit (No. 39.) und den in diese Gruppe gehörigen übrigen Schiefen zu bestehen. Sie streichen in der Hauptachse W-O-lich und fallen im Allgemeinen gegen N ein. Der Fallwinkel ist sehr steil, er beträgt 60—80°. In der Nähe des Djamanitschke liegen sehr helle, gelblichgrau verwitternde dickbankige Kalksteintafeln auf der Schieferfaltung. Zu den Felsen dieses Gesteines bin ich nicht vorgedrungen, ich habe es bloß im Schutt des Grabens entdeckt. Doch zweifle ich nicht daran, daß dieses Gestein mit dem in der Gegend des Atbaschi gefundenen oberkarbonischen Kalkstein identisch ist, wodurch es die Transgressionstafeln vertritt.

Auf der Abb. 72. a.—b. fällt die große Masse der Hanhai-schichten am meisten ins Auge. Am Djamanitschke-Paß, östlich des nördlichen Djamanitschke-Tales sowie am westlich benachbarten Berg habe ich keine roten Sandsteinschichten gefunden. Der westliche Berg ist eine Scholle der Schieferfaltung. Westlich von ihm befinden sich auf Grund der Folgerung aus der Farbe und Verwitterungsform der Gesteine N-S Verwerfungen, die das Grundgebirge in schmale Schollen zerlegt haben. Die Verwerfungen sind zu Ende des Tertiär entstanden, nachdem auf den

westlichen Schollen nicht nur die oberkarbonischen Kalksteintafeln gegen O gekippt sind, sondern auch die auf ihnen liegenden Hanhaischichten. Verwerfungen dieser Epochen mögen auch die Linie des Burkhan-Tales bestimmt haben nachdem sich eine größere abgebrochene Scholle des Djamanitschke-Gebirges neben dem bezeichnenderweise „rot“ genannten Kizil-Su-Tal befindet. Auf der Scholle des Kizil-Su befindet sich der übrigens die Bergkuppen in einer Höhe von 3600 m bedeckende rote Hanhaisandstein schon im Burkhan-Tal. Wie wir gesehen haben liegen in den gegenüberliegenden, Kokdscher genannten Tälern des Arabelgebir-

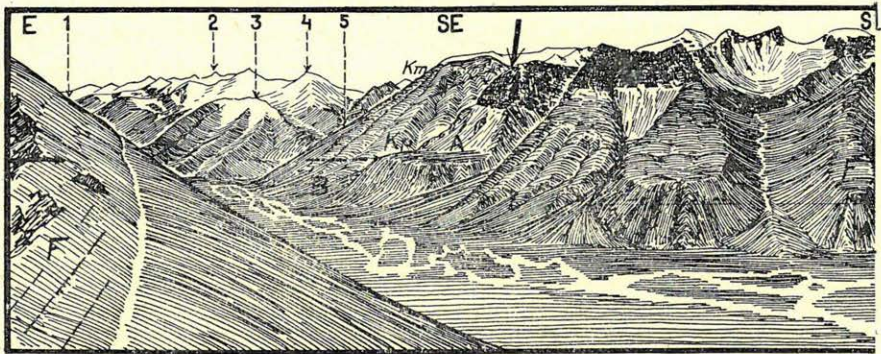


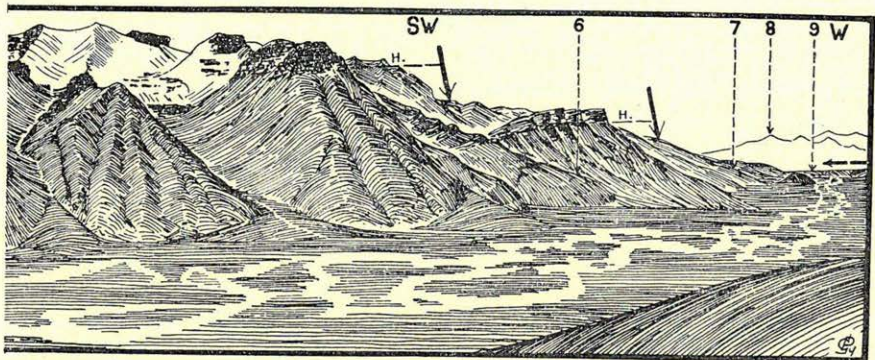
Abb. 72. a—b. Das Burkhan-Tal von der Höhe der das Tal Kokdscher II versperrenden Moräne (5560 m). 1. Burkhan-Baschi, Weg auf das Arabel. 2. Djamanitschke-Tau, 5. Berg im Djamanitschke-Tau., 4. Berg 2. der Abb. 70, 5. Westlicher Djamanitschke, 6. Bordu-Tal, 7. Kisil-Su, 8. Sarigo-Berg, 9. Burkhan-Stirnmoräne.

ges in derselben Höhe große rote Tafeln. Hieraus geht klar hervor, daß auf der damals zusammenhängenden und einheitlichen Rumpffläche der Djamanitschke- und Arabel-Gebirge in dem heutigen Niveau von 3600 m mächtige Hanhaischichten entstanden sind. Anlässlich der großen Hebung und der damit verbundenen Zerstückelung haben sich die beiden Gebirge und das zwischen beiden befindliche Burkhan-Tal abgesondert.

11. Das Borkoldaj-Gebirge.

Eines der bedeutendsten orographischen Ergebnisse meiner ersten Reise im Jahre 1906 ist mit dem Borkoldaj-Gebirge verbunden. Der Entdecker und Benenner dieses Gebirges war KAULBARS, der indessen nur sehr wenig davon gesehen hat. Seine Route hat nur

die Nordostecke des mächtigen Gebirges berührt. Er sah bloß, daß es mächtige Ausmaße besitzt und eine sehr hohe, von weitem gut zur Orientierung zu verwendende Spitze, die er Jekaterina-Berg benannte und daß es außerdem von ausgedehnten Gletschern bedeckt ist. Das Schmelzwasser der östlichen Gletscher des Jekaterinaberges führt das Borkoldaj-Tal in den Akschirjak. KAULBARS hat das ganze Gebirge, nach diesem, ansonsten nicht eben besonders großen Tal benannt. Der Jekaterina bildet die Wasserscheide zwischen den Wassern des Sir-Darja und dem Tarim. KAULBARS dachte, daß der südliche Seitenkamm des Jekaterina



als Wasserscheide an den Grat des Kokschal-Tau heranreicht, so daß alldas, was sich westlich dieses Grates befindet, seine Wasser dem Sir-Darja zusendet. Ich habe festgestellt, daß die Wasser der 50 km langen Südseite des Borkoldaj-Gebirges ausnahmslos dem Tarim zufließen. Diese Tatsache konnten weder die russischen Kartografen, noch HUNTINGTON, die alle entlang der westlichen Fußlinie des Gebirges wanderten, bemerken. Merkwürdigerweise haben weder die russischen, noch die englischen Karten (A. Stein) von der 1907 veröffentlichten Mitteilung dieser Tatsache Kenntnis genommen. Ich habe weiters festgestellt, daß das Karakol-Tal, das seit SEWERZOW und KAULBARS nach den Kartenzeichnern des Borkoldajgebirges sämtliche Wässer der Südseite des Borkoldaj-Gebirges (Siehe MERZBACHER: 26.) auffängt nicht am Bedel-Paß, sondern 40 km westlich diesseits davon beginnt. Südlich des Karakoltales befindet sich noch eine Bergkette, die ich im Gegensatz zum Nördlichen-Borkoldaj von KAULBARS Südliches-Borkoldaj benannt habe, trotzdem es wenig mit dem kleinen Borkoldaj-Tal gemein hat. Ich stehe auf dem Standpunkt der möglichst leichten Orientierung und dazu ist dieser Name geeignet.

Das Panorama der Nordseite des nördlichen Borkoldaj ist auf

der oberen Abbildung der Tafel IX. ebenfalls in seiner ganzen Ausdehnung zu sehen. Das lange Panorama, das mit Zuhilfenahme eines Theodoliten entstanden ist, hat als Aussichtspunkt (ich glaube) genau den Ortsbestimmungspunkt REINTALS, neben der Vereinigung des Djakatsch und des Karasai. Hier beginnt der Taragaj-Abschnitt des Narin-Flusses, dh. eigentlich die gleichnamige Schlucht. Im Vordergrund befindet sich (unter 1.) der aus den Moränen des Großen-Narinplateaus ausgewaschene Terrassenschotter, von dem der Karasai schon einen 4—5 km breiten Streifen verschleppt hat. Die nördlich des Karasai befindlichen Terrassenhügel heißen Krgau. Hier befindet sich eine vollständig baumlose Steppe, doch zeigt sich auch im Borkoldaj-Gebirge keine Spur von Wald. Besonders auffällig ist, daß sich an den Fuß des gegenüber liegenden Borkoldaj-Gebirges nicht der gewohnte Schuttgürtel lehnt. Die Aufschüttung der großen Narin-Hochebene fällt zur Gänze gegen Süden ab, ebenso wie das ungarische Alföld. Der Karasai nimmt den Südrand des geneigten Plateaus ein, wenn er auch durch die Flüsse des Borkoldaj-Gebirges auf 2 km verdrängt wird. Große Moränenhügel befinden sich bloß an dem östlichen und westlichen Ende dieser tiefen Randlinie. Dies deutet auf eine derartig junge, vielleicht bis in die Gegenwart dauernde Senkung, deren Hauptverwerfungslinie sich am Fuß des Gebirges befindet. Es ist sicher, daß auch die diluviale Aufschüttung von der Verwerfung betroffen wurde. Dies ist die *große Narin-Bruchlinie*, die sich starr und gerade mehrere hundert Kilometer weit erstreckt. Ihr Bruch wird durch kleinere Bergschollen geziert. So eine ist der auf unserer Abbildung sichtbare kleine Schollenberg westlich neben dem Kaktin-Köl der den Aussichtspunkt der Abb. 71. bildet.

Die östliche Hälfte der Scholle von Kaktin-Köl besteht aus Granit, die westliche Hälfte aus Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer (No. 142). Eine andere aus rußschwarzen Gesteinen des kohlenhältigen, tonigen Quarzschiefers bestehende Scholle (No. 145.) befindet sich westlich des Baches Tschakirkorum. Dies sind die am rechten Rand der der ob. Abb. T. IX. sichtbaren Hügel. Die Kirgisen kennen sie unter dem Namen Kara-Mojnok. Weiter entfernt, auf dem von der Abb. nicht mehr erfaßten Gebiet folgt wieder Glimmerschiefer, den auf dem Kum-Tala genannten Berghang Granit ablöst, der bis an die Mündung des Karakol-Flusses heranreicht, wo sich Biotitgneis-Berge befinden. Der Gneis wird von dicken Granodioritgängen durchbrochen (No. 140. und 141.). Es ist bezeichnend, daß die Falten der Gesteine des Grundgebirges hier einer SW-Achse folgen und Teile einer Faltung bilden, die weit

gegen Fergana zu verfolgt werden kann. Die Falten werden in der Umgebung des Kaktin-Köl und Karakoltales von der großen Narin Bruchlinie schief abgeschnitten. Das Tal des Narin, dieser große tektonische Graben, heißt hier schon Taragaj. Diesen Namen behält das Tal bis zur Mündung des Kleinen Narin. Dieser Talabschnitt ist äußerst geräumig und wird von älterem losen diluvialen Schutt und jüngeren diluvialen Moränen ausgefüllt. Auf die schon vorher erwähnte Weise wurde das Flußbett an den Südrand des Tales gedrängt, wodurch am rechten Ufer eine breite Hügellandschaft verblieb. Vom linken Ufer aus kann man sehen, daß die diluvialen Gesteine in den Aufschlüssen der Bäche geschichtet, aber auch, daß sie stark verworfen sind. Ich schätze ihren Fall im Allgemeinen mit 5—15° N. Dieses Hügelland heißt Usun-Turuk. Der Narin-Fluß hat zwei Hochterrassen hineingewaschen, doch entspricht sein heutiger Charakter wieder einem Unterlaufabschnitt, d. h. er füllt in einem auf viele Äste zerrissenen inselbildenden Bett ein breites Schotterfeld auf.

Hinter dem Aussichtspunkt von Kaktin-Köl öffnet sich in der Streichrichtung der früher erwähnten Grundgebirgsfaltung ein breites Tal gegen Südwesten. Durch dieses Tal führt der Weg auf den Tschakirkorumpaß (den Cha-Kur-Khorum HUNTINGTONS). Dieses Tal ist so breit und flach, als ob es eine Bucht der Hochebene des Großen Narin wäre. Es bildet einen 5 km breiten und 30 km langen nordöstlichen Hang, der von den Bächen selbstverständlich durchfurcht wurde, der aber selbst in der Bruchstruktur eine gewellte, stellenweise sogar felsige Oberfläche angenommen hat. Auf der oberen Abbildung der Tafel IX. ist dieses Tal nicht sichtbar, da es von den weiter oben beschriebenen Vorgebirgen verborgen wird. Dieses Vorgebirge ist die östliche Schollenkette des Tschakirgebirges, also das Kara-Mojnok. (Auf der angezogenen Abb. ist das breite Becken des Tschakirkurum-Baches neben der Ziffer 14, unter Kp. zu bemerken). Das eben besprochene nördliche Tschakirkurum-Tal ist eine zwischen das Borkoldaj-Gebirge und das Tschakir-Tau geklemmte, tiefer eingesunkene Scholle mit nordöstlichem Fall, deren Westrand heute 3800 m hoch liegt. Dieser Rand blickt als Zinne einer steilen Felswand auf den 3100—3000 m hohen untersten Abschnitt des Karakol-Tales. Im Wesentlichen ist es die ungleichmäßig einfallende südliche Seite des Tschakir-Tau. An der Nordseite des Tschakir-Tau, sowie im Karakol-Tal habe ich folgende Gesteine beobachtet: Tonschiefer, kohlenhaltigen tonigen Quarzschiefer, Fillitschiefer und zwischen Längsfalten gekeilte dünngeschichtete geschuppte graue Kalksteine. (Profil „D“ der

Abb. 55. b.). Im Kalkstein sind dicke weiße Marmorbänke anzutreffen. (No. 138) Auf dieser Faltung liegt eine dicke Transgressionskalktafel aus dem oberen Karbon. Die obere Hälfte des nördlichen Tschakirkurum-Tales liegt ganz auf dieser Tafel. Selbst der Tschakirkurum-Paß bildet eigentlich bloß den Rand dieser Tafel. Die Oberfläche der Tafel ist natürlich schon einigermaßen zerfurcht. Dafür sprechen einige charakteristische Tafelberge in der Nähe des Tschakirkurum-Passes. Doch überschreitet keiner die Höhe von 3900 m. Je tiefer das Tal wird, umso zahlreicher trifft man auf Moränen. Ansonsten ist die Kalksteintafel ziemlich karstig. Ganz zu Unterst, in der Nähe des Kaktin-Köl befindet sich ein breites Seebecken, dessen Sohle heute die wenig eingeschnittenen Schmelzwasser der Borkoldaj-Gletscher durchfließen. Diese Gletscher, es gibt deren acht, reichen auch heute noch ziemlich tief herab. (Abb. 73).

S



Abb. 73. Tschodschünök-Gletscher vom Punkt 5580 m aus gesehen. Im Vordergrund die Grundmoräne des Tschakirkurum.

Wenn wir uns nun wieder dem Nordrand des Borkoldaj-Gebirges zuwenden, so muß ich unter Hinweis auf die schon öfters angezogene obere Abbildung der Tafel IX. erwähnen, daß hier die äußere gerade Bruchlinie bis zum Tor des Aschu-Sai genannten Tales verfolgt werden kann. Wenn auch das Vorgebirge aus Karbonkalk sich nicht vom Gebirge trennt, ist dessen selbständiger Gürtel doch auffällig. Er fällt auch deshalb besonders auf, weil sich hinter ihm im Gürtel der schwarzen Schiefer breite verästelte Täler befinden. Die auseinanderstrebenden Täler vereinen ihr Wasser in fünf Toren, die in den Kalksteingürtel geschnitten sind. Eines der fünf, das östlichste bildet ausgesprochen eine Schlucht. Das Gebirge, dessen Hauptspitze der Berg obiger Abbildung ist, befindet sich, wie ersichtlich, auch mit seiner Nordseite ganz unterhalb

der Schneegrenze, — es erreicht höchstens die Höhe von 3900 m — und ist eine Kulisse, die sich nur in Folge der durch die Täler Tschodschinök und Teschiktasch laufenden Bruchlinie von der Hauptmasse des Borkoldaj-Gebirges getrennt hat. An der Nordseite des Borkoldaj-Gebirges habe ich also einen Stufenbruch feststellen können. Die innere Stufe ist ein abgetrennter Keil der Grundgebirgsfaltung, die äußere ein Abschnitt der oberkarbonischen Kalksteindecke.

Die Gestalt des tektonischen Grabens nördlich des Borkoldaj-Gebirges ist auf der Abb. 74 zu sehen. Die Südseite besteht aus stark gefaltetem und gepreßtem schwarzen Tonschiefer (Kp), während die stark geneigten dicken Kalksteinbänke (Km) der Nordseite ungefaltet geblieben sind. Eigenartig ist auch das geringe Gefälle des Tales, was für die Länge der Verwerfung spricht. Auffallend ist weiter noch, daß es keine augenfälligen Terrassen be-



Abb. 74. Die vereisten Zirkustäler des Teschiktasch, unter denen das ableitende Tal vollkommen trocken ist. Aussichtspunkt 3570 m.

sitzt und die Sohle in der ganzen Breite von einem Schieferschotterfeld eingenommen wird. Diese Auffüllung entspricht nicht mehr einer Auffüllung des unteren Abschnittes. Sie ist eine durch Wildwässer verursachte Schotterdecke. Obwohl das Teschiktasch-Tal im Süden und Südwesten von Felsalpen mit Gletschern umgeben ist, war in den unteren Teilen doch im September an der Oberfläche noch nicht das kleiste Rinnsal zu sehen. Die Schottermasse konnte also mindestens das Schmelzwasser von einem halben Dutzend kleinerer Gletscher verschlucken. Diese Schmelzwasser rieseln an der Seite des Karasaj-Flusses unter dem Terrassenschotter hervor.

Im Aufbau ähnelt die Ischti-Bel-Tafel in vieler Hinsicht sehr der Tschakirkurum-Tafel. Diese befindet sich jenseits des eben erwähnten Teschiktasch-Tales am Ostende des Borkoldaj-Gebirges. Vor dem Tor des Teschiktasch-Tales hören beide Stufen des

nördlichen Vorgebirges auf. Es ist hier mit der NO streichenden Verwerfung abgebrochen. Vor der Verwerfung fließt der Aschu-Sai. Das Tal erhielt seinen Namen dadurch, daß ein Paßweg durch dasselbe über den Hauptkamm des Borkoldaj-Gebirges ins Bozdjalpak bzw. ins Üsüנגegusch führt. Der Aschu-Sai ist der obere Abschnitt des nördlichen Kara-Sai. In ihm befinden sich ansehnliche Gletscher des Jekaterina-Berges. So wie der Aschu-Sai nach der Vereinigung der Bäche eines großen verästelten Tales aus dem Hochgebirge austritt, gelangt er in ein Tal, das links von dem vorerwähnten Querbruch des Vorgebirges, rechts von einem Hügelland mit einer 150—200 m hohen Terrasse begrenzt wird. Das Vorgebirge wird an der Verwerfung also vom Hügelland abgelöst, während sich der Aschu-Sai zwischen beiden ein Bett gegraben hat. Diesen Talabschnitt habe ich auf einer schon früher mitgeteilten Abb. (16.— Abb. 20.) vorgeführt.

Die Querverwerfung des Aschu-Sai schneidet auch ein Faltenbündel der Faltung des Grundgebirges ab. Ich vermute, daß auch diese Faltung südwestlich streicht, so habe ich sie zumindest in meine Karte eingezeichnet, obwohl ich sie bloß aus der Ferne überblicken konnte. Dieser Berggürtel scheint mit seinem vereisten hohen Grat, seinen schwarzen, gezackten Rippen aus Schiefern aufgebaut zu sein. Hinter ihm befindet sich auf der südöstlichen Seite ein glattes, obzwar höheres, mit Firnschnee bedecktes Bergmassiv, das im Gegensatz zu diesem horizontale Schichtung zeigt. Anscheinend als Folgerscheinung der großen Verbreitung und Ausdehnung der oberkarbonischen Kalksteintafeln.

Die zwischen dem Aschu-Sai und dem Ischtik-Bel befindliche breite, gegen Norden steile und mit einem scharfen Rand endende 5 km breite und 18 km lange Stufe mit einer Maximalhöhe von 5570 m und einer Durchschnittshöhe von 5520 m stellt, wie ich das schon erwähnt habe die Burkhan-Fladenmoräne des Jekaterina-Berges und der ihn umgebenden Genossen dar. Sie bildet einen Teil des Moränengebietes des Taragaj-Srt bzw. des Großen Narin-Plateaus und ist in diesem Sinne mit der großen Grundmoräne verschmolzen. Die 5650 m hohen Moränenhügel des Sari-Kungej und die Moränen des Ischtik-Karaköl interessieren uns hier bei der Besprechung der Tektonik bloß deshalb des Näheren, weil aus ihnen einige Schlüsse auf postdiluviale Senkungen zu ziehen sind. Es ist sicher, daß durch jedes Tal der Nordseite des Borkoldaj-Gebirges Gletscher auf die Große Narin-Hochebene geflossen sind. Es ist demnach auffällig, daß jedwede Moräne, fluvioglaziale Aufschüttung, ja gewöhnlicher Hochgebirgsschutt auf dem zwischen

den Mündungen des Djaktasch und des Aschu-Sai befindlichem Abschnitt vollkommen fehlen. Dieser Abschnitt führt als Landschaft den Namen Krgau. Das Krgau ist ein 5 km breites und 17—18 km langes aufgeschüttetes Schotterfeld. Darunter wäre ein Glied des in die Tiefe gesunkenen Moränenabschnittes zwischen dem Sari-Kungej und dem Aschu-Saj zu suchen.

Auf der mit mehreren Dutzenden von Seen bedeckten Ischtik-Karaköl-Moräne liegen mächtige Kalksteinfelsen, die durch den Wind freigefegt wurden. Auf der Südseite neben den Moränenhügeln erheben sich ohne Übergang steile Kalksteinwände. Hier

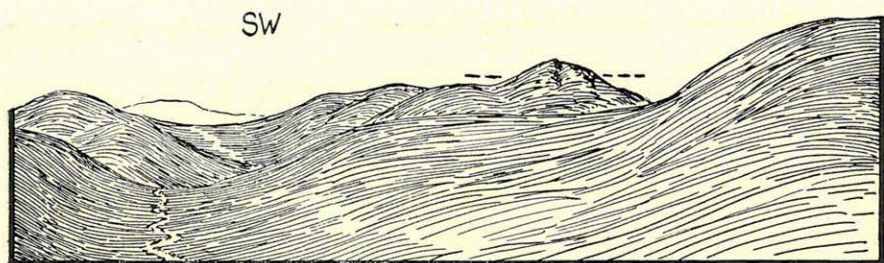


Abb. 75. Das Ischtik-Baschi von 3550 m aus, unterhalb des Ischtik-Bel. Die Oberfläche der erodierten Kalksteintafel.

befindet sich ein großartiger Tafelberg. Dicker Firn deckt sein Dach. Die Schmelzwasser graben tiefe Risse in seine Wand. Ich schätze seine Höhe mit 4500—4400 m. Nicht weit von dem $1\frac{1}{2}$ km langen Karaköl ist auch die Ostwand des Tafelberges zu sehen. Auch hier befindet sich eine große Verwerfung. Das Wasser des Karaköl fließt in einer Höhe von 3550 m, das Ischtik-Bel ist 3590 m hoch. Von der großen Moräne kann man auf fast ebenem Niveau auf den Ischtik-Paß gelangen. Unter dem Ischtik-Bel liegt ebenfalls eine Karbonkalksteintafel, ein Stück des 600—700 m gesunkenen westlichen Nachbarn. Das Ischtik-Bel bildet ein Kalksteinplateau mit gerader Oberfläche sehr zerbrochenem aber gleich-hohem Relief, breiten aber kaum gewölbten Tälern ohne nennenswertem Gefälle. (Abb. 75).

Östlich des Ischtik-Bel reicht die niedrigere Stufe der Kalksteintafeln um den Jekaterinaberg ganz bis Umojnok (siehe Seite 191.), also bis auf 25 km Entfernung. Die höhere Stufe deckt schon Firn, während die dritte bloß in Überresten auf einigen hohen Tafelbergen erhalten geblieben ist. Ein solches Überbleibsel ist auch der Jekaterinaberg selbst, der wie ich hier bemerken muß, wahrscheinlich der höchste Berg des Nördlichen Borkoldaj-Gebir-

ges ist. Das stufenweise Absinken der Kalksteintafeln veranschaulicht die obere Abbildung der Tafel IX. sehr gut.

Die Kalksteintafel des Ischtik-Bel dürfte viele kleinere Verwerfungen erlitten haben, nachdem sich an der Oberfläche des im allgemeinen 5500 m hohen Plateaus mehrere auf der einen Seite steile Hügel befinden, deren Gestalt auf Verwerfungen deutet. Eine absolut horizontale Bank habe ich nur an einer Stelle gemessen. Die Hochebene ist karstig. Darauf deuten zahlreiche Schluchtentäler mit lotrechten Wänden und saalartigen Weiterungen. Stellenweise — wie im südlichen Ischtik-Tal — habe ich

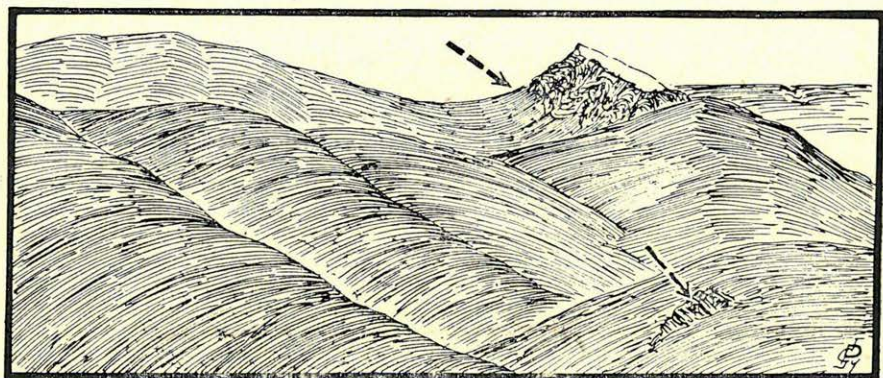


Abb. 76. Die Karbonkalksteinschuppen der südlichen Borkoldaj-Kette vom nördlichen Fuß des Borkoldaj-Passes (5980 m) aus einer Höhe von 5850 m. Der Aussichtspunkt dieser Abb. ist der Punkt 1. der Abb. 77. Richtung 245° . Unter den Pfeilen sandiger Dolomit, (No. 137), oberhalb geaderter dunkler Karbonkalkstein.

Talabschnitte mit so geringem Gefälle gesehen, daß der Bach Schlingen mit scharfen Knicken bildet. Einzelne Schluchten sind so eng, daß sie im Sommer unpassierbar sind, nachdem sie der Bach vollkommen ausfüllt. (Mitte November 1906 habe ich die Schlucht des Akschirjak, sowie die des Bedel passiert, doch war das nur dadurch möglich, daß der Wasserstand sehr niedrig und die Flüsse zugefroren waren). Die Beschreibung der Täler habe ich schon in meiner Abhandlung No. 6 mitgeteilt, wo ich auch die orographische Karte dieser Gegend veröffentlicht habe. An der Südgrenze des Kalksteinplateaus befindet sich das westl. Karabel-Tal, eine große auf die Täler Kisil-Mojnok und Bosdjalpak blickende Verwerfung. Die Hügel des Kisil-Mojnok bilden zwar nur von der Kalksteintafel losgelöste Schollen, ansonsten befindet sich aber ein tiefer, dick mit Hanhai-Schichten ausgefüllter Gra-

ben an dieser Stelle. Dieser verläuft parallel zur großen Bruchlinie des Akschirjak und streicht genau südwestlich.

Die Faltung des Grundgebirges beißt an vielen Stellen unter der Kalksteinschichten aus, ähnlich den Hochtälern Tastarata und Umojnok. Ein derartiger Aufschluß befindet sich im Borkoldaj-Tal, wo grünliche Schiefer zu Vorschein kommen, die meßbar südwestlich streichen und fast lotrecht gefaltet sind. In das Borkoldaj-Tal gelangte ich, als ich aus dem Bosdjalpak kam, über den 3980 m hohen Paß. In dem südlich des Passes liegenden Tal sah ich die stark zusammengepreßte, schuppig gestaute Faltung

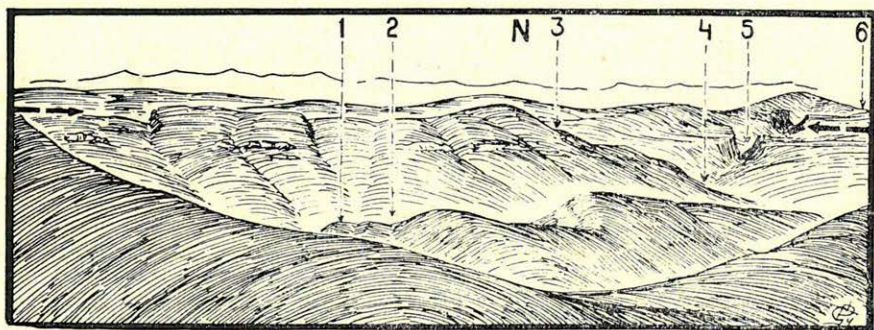


Abb. 77. Das östliche Ende des Borkoldaj-Gebirges vom 3980 m hohen Paß. 1. Aussichtspunkt der Abb. 76. 2. Borkoldaj-Tal, 3. Ischtik-Bel (3590 m), 4. Tal des Ischtik-Su, 5. Boralbaschi, 6. Tsachagir-Su, auf der gegen überliegenden Seite horizontale Karbonkalksteintafeln, im Hintergrund das Taragaj-Srt.

von unterkarbonischem Kalkstein, sandigem Dolomit (No. 137.) und grünlichgrauem Sandsteinschiefer, mit ebenfalls südlicher Streichrichtung. Die Kalksteintafel bedeckt also eine Faltung, deren bei Umojnok schon beschriebenes Faltenbündel genau in der Streichrichtung der Faltung des Borkoldaj-Passes liegt. Der Vergleich der Abb 76. und 77. gibt einen Aufschluß über die Verhältnisse. Letztere bringt die weitausgedehnte Oberfläche der tafelförmigen Deckschichten, erstere aber die unterkarbonische Faltung sehr gut zum Ausdruck. Im übrigen sieht der obere Abschnitt des Borkoldaj-Tales genau so aus. (16.— Abb. 15.) Das Tal ist tief, die Bergkuppen ringsum sind flach. Im Tal die schuppig gestaute Faltung des Grundgebirges, auf der Höhe fast horizontale, nahezu flache Kalksteintafeln.

An der Südostecke des Borkoldaj-Gebirges befindet sich eine ziemlich tiefe Senke. Der vom Bedel-Paß kommende Bach erreicht

den tiefsten Punkt der Senke in einer Höhe von 3300 m. Sie bildet einen langen südwestlich streichenden Graben, doch ist sie eigentlich eine Kette von kleinen Becken. Die großen Brüche bemühten sich also, einen Graben zu schaffen, doch wurde dieser zu einer Serie von kleinen Schollen und dazwischen befindlichen Intervallen. Im Tienschan ist an der Orographie des Grabens leicht zu erkennen, ob die die Senkung verursachenden Bruchlinien parallel oder quer zur Faltung des Grundgebirges verlaufen. Unter der Wirkung von Längsbrüchen entsteht meist ein sehr langes, geradliniges, weites Tal oder tektonischer Graben. Wo die Hauptbruchlinien die Faltung der Quere nach trafen, finden wir meist durch Schollenberge, Klippen, und Felsdämme voneinander getrennte, krumme Täler. Alles weist darauf hin, daß die Ausgestaltung der Bruchstruktur jungen Ursprunges ist, ja daß sie ein lebender Vorgang sei. Das Bild des Karabel-Tales (Abb. 55.) zeigt deshalb so launenhafte Linienführung, weil hier die Grundgebirgsfaltung schon den nördlichen Flügel des KEIDELschen „Bedel-Bogens“ bildet und dementsprechend fast N-S-lich streicht, während die Hauptbrüche der Grabensenkung W-SW-lich verlaufen. Der Karabel-Bach war gezwungen bei 3380 m eine Schmale Falten-scholle aus Kalkstein zu durchschneiden. Oberhalb dieses Dammes befindet sich ein diluviales Seebecken, bzw. ein breites, mit Schotter angefülltes Becken, in dem sich leicht auch ein See gebildet haben kann. Ein zweiter derartiger Damm ist der Hügel Kisil-Mojnok (Abb. 78). Dieser ist eine Faltung von Fillitschiefer und kalkspataderigem schwarzen Kalk. Dahinter befindet sich ebenfalls ein 5 km langes, mit Hanhaischichten angefülltes Becken. Diese bestehen aus Verwitterungsprodukten des Granits, Granitgrus, kalkiges Bindematerial mit viel Schiefer- und Kalksteinschutt.

In der Westseite des Kisil-Mojnok befinden sich Bänke von gelblichblassem Kalksteinkonglomerat, was auf ältere Hanhaischichten deutet. An diese lehnen sich indessen schon ziegelrote, charakteristisch junge Hanhaischotterbänke. Westlich des Kisil-Mojnok befindet sich ein großes Hanhai-becken, doch sind die das Becken ausfüllenden roten Sandstein- und Konglomeratschichten stark zerbrochen. An der Ostseite, in der Umgebung des Bedel, habe ich Neigungen von 10° N gemessen, später 5° , dann $7-8^{\circ}$ O, und den Kisil-Tschirkö $5-10^{\circ}$ NW. Die Flüsse, die im September schon seichte Bäche sind, haben in die Hanhaischichten breite Schluchten gegraben (Abb. 79.). Die mit weißgrauem schot-

terigen Sand bedeckten glatten breiten Flußbetten ähneln breiten Landstraßen, in denen das langsam rinnende Wasser in Äste zerteilt der Arbeit der steten Aufschüttung obliegen. Auf den Tafeln der Hanhaischichten liegt eine dicke graue Schotter- und Sandschichte.

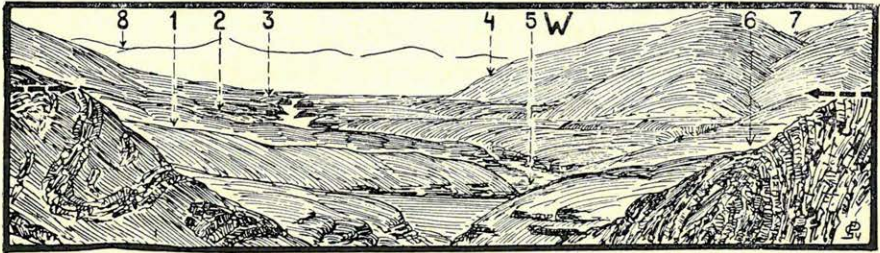


Abb. 78. Das Bosdjalpak-Tal vom Kisil-mojnok-Paß (5520 m). 1. Das nördliche Bedel-Tal, das auf den Bedel-Paß führt, 2. Kisiltschirkö, 3. Kuld-scha-Tör, 4. Namenloses (?) Tal, das ich am 8. IX. 1906 auf dem Weg zum 3980 m hohen Borkoldaj-Paß passierte, 5. Stelle der Vereinigung des Bosdjalpak mit dem Bedel (3500 m). 6. Der untere Abschnitt des Bedel, 7. Mördschin-Paß, der ins Borkoldaj-Tal führt, 8. Bosdjalpak-Paß ung. 3800 m, der Aussichtspunkt der Abb. 77. Im Vordergrund die Faltungen des weißgeäderten dunklen Karbonkalksteines des Kisil-Mojnok, auf denen gelbliches Konglomerat liegt. Die Schluchten der Flüsse erschließen im Bosdjalpak horizontalen Rotsandstein, auf dem terrassenartig feiner Schotter und weißer Sand gelagert sind. Der Karbonkalkstein mit N-S-licher Streichrichtung und 60° Einfallen zeigt bei der Mündung des Kisiltschirkö einen Ausbiß unter dem Rotsandstein.



Abb. 79. Das Bosdjalpak-Becken 5 km vom Bedelfluß, in südwestlicher Richtung aus einer Höhe von 3570 m gesehen.

Unterhalb der Mündung des Kisil-Tschirkö-Baches stieß ich abermals auf festeres Gestein. Dies ist ein Stückchen einer Tafel des lichtgrauen oberkarbonischen Kalksteines, die mit 60° gegen N einfallend, unter den Hanhaischichten zum Vorschein kommt. In diesem Tal war ich zweimal. Das zweite mal schon im stren-

gen Winter (15—16. November 1906) im Schneegestöber. Aus dem Bosdjalpak gelangten wir, soviel konnte ich bemerken, über einen kaum bemerkbaren Paß roter Hanhaigesteine in ein Tal, das schon zum wassersammelnden Gebiet des Üsüngegusch gehört. Die hier gesammelten Beobachtungen habe ich im Kapitel 17. niedergelegt, da ich nun zur Schilderung der am Westflügel des Borkoldaj gesammelten Beobachtungen übergehe.

Der Tschakirkurum-Paß stellt, wie ich schon erwähnt habe bloß den Rand der Kalksteintafel dar. Darunter befindet sich eine eingestürzte Höhle, die der San-Canzianohöhle in Istrien ähnelt.

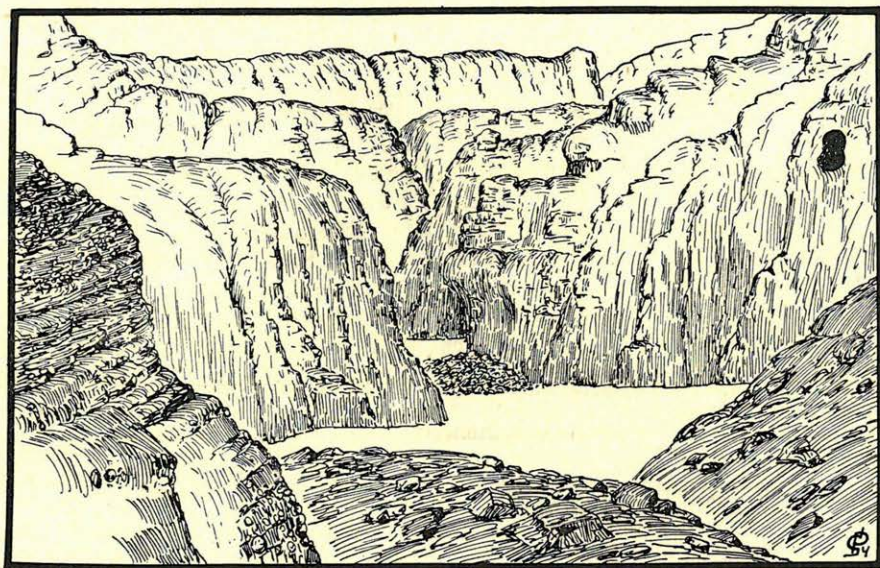


Abb. 80. Die runden Säle der unterhalb des Tschakirkurum-Passes (5800 m) in den Karbonkalkstein gegrabenen und eingestürzten Schlucht, von der Kuppe der die Schlucht versperrenden Moräne (3420 m). Links rotes Hanhaikonglomerat.

Am Dach des Tschakirkurum dürfte vor nicht allzu langer Zeit noch Firn gelegen sein, da noch ganz frische Spuren von Gletschern darauf zu sehen sind. Diese sind flache Mulden und kleine Seen auf dieser leicht verwitternden und löslichen dickbankigen lichtgrauen oberkarbonischen Kalksteintafel. Unter dem 5800 m hohen Rand befindet sich im Süden eine aus vier Sälen bestehende insgesamt kaum einen Kilometer lange eingestürzte Höhle mit 3400 m Sohlenhöhe. Lotrechte Wände, zylindrische Wasserrinnen und Rinnsale, Kamine mit darunter befindlichen Schuttkegeln

charakterisieren dieses Gebiet. Über einen derartigen Schuttkegel haben sich die Kirgisen einen Steig unterhalb des Paßrandes gekrazt und getreten. Der weiße Schotterboden der Säle verschluckt das Wasser. Vor den südlichsten Saal hat ein unter einer auf der Ostseite befindlichen Gletschernische herabreichender Schuttkegel, der ursprünglich eine Moräne war, einen Damm errichtet. Dieser verrammelt das Tor der höhlenartigen Schlucht. (Über das vom Paßrand gegen Süden zu sichtbare Panorama siehe 16. — Abb. 21).

Die vor dem Tor der Höhenschlucht nur ein wenig, jedoch

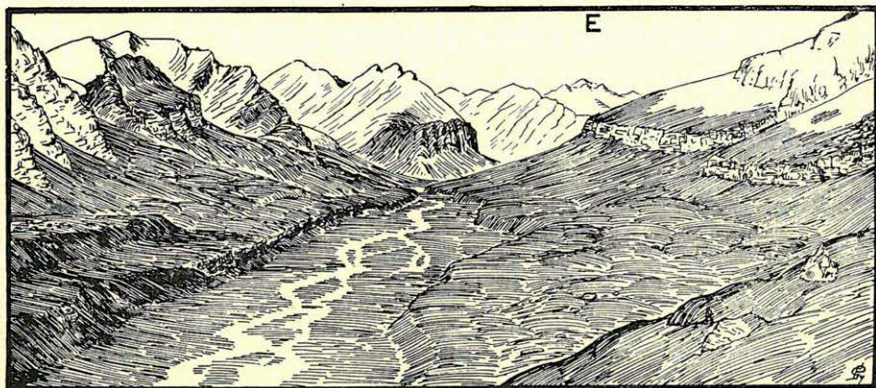


Abb. 81. Das Borkoldaj-Karakol-Tal von der II. Terrasse (3450 m) aus.

gegen Norden geneigten Tafeln der roten Hanhaischichten bezeichnen den Hauptbruch des Nördlichen-Borkoldaj-Gebirges. Diese Hauptbruchlinien haben das Borkoldaj-Gebirge entlang eines O-W-lichen Striches, der also parallel zu den großen Narin-Bruchlinien verläuft, in zwei Teile geteilt und so Ursache zur Ausbildung eines großen inneren Längstales gegeben. In diesem Tal fließt jener Karakol, aus dessen großen Wassermassen der Schluß gezogen wurde, daß er die Wassermengen des langen Abschnittes des Kokschal-Gebirges sammelt. Der obere Borkoldaj-Karakol-Abschnitt zeigt deutlich das Vorherrschen der Kalksteintafeln. (Abb. 81.)

Die westliche Hälfte des Südlichen-Borkoldaj-Gebirges gehört in die Gruppe der großen Felsalpen. Sie besitzt mindestens sieben Spitzen, die über 5000 m hoch sind, so daß sie, obwohl die umgebenden Täler auch ziemlich hoch (bis 3800 m) liegen, noch immer beträchtlich ist. Im Inneren dieses Gebirges war ich nicht, ich habe bloß sein westliches Randtal, das Kilentajrak-Tal

zweimal durchschritten. Ferner habe ich es vom Süden aus in seiner ganzen Ausdehnung überblickt. Die Faltung des Grundgebirges habe ich längs des 17 km langen Profiles des Kilentajrak-Tales nur an einer Stelle, und zwar in der Nähe des ersten nördlichen Seitentales, des ersten Kokbulak gesehen. Dies war eine lotrecht gestellte Felspartie des bekannten kieselsauren Kalksteines.

Der Westrand des Gebirges ist, wie das auch die Abbildungen 83. und 84. beweisen zur Gänze aus ungefalteten Tafeln des Tschakirkurumer Kalksteines aufgebaut. Sie fallen alle mit einer

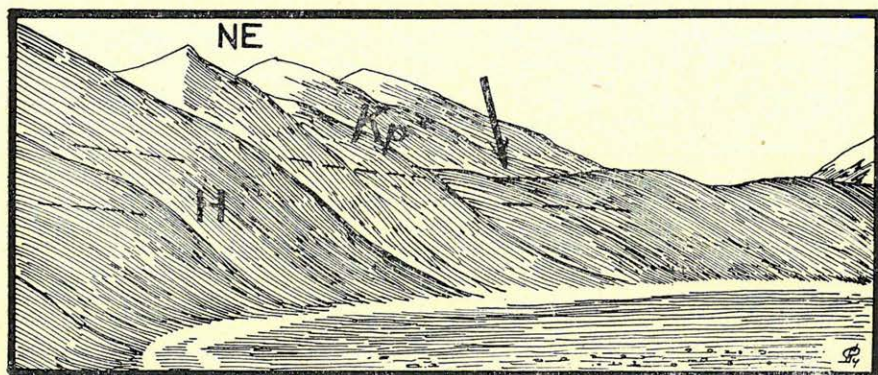


Abb. 82. Das Tal des Üsüngüş Karasai unterhalb des flachen Bosdjalpakpasses. In der Grabensenke rotes Konglomerat. Der Pfeil bezeichnet die Bruchlinie.

auffallenden Regelmäßigkeit $20-30^\circ$ gegen Norden. Oben, unterhalb der Firndecke, liegen sie mehr horizontal. Für ihre große Ausdehnung spricht indessen die Tafelform der Berge.

Das Bosdjalpak-Tal ist insgesamt 11 km lang und wird durch einen einzigen schmalen Hügelrücken vom Karasai-Tal getrennt, das ein etwas tiefer erodiertes Nebental des Üsüngüş bildet. Dieser kleine Paß (5600 m ?) befindet sich unmittelbar unter den steileren Hängen des Borkoldaj-Gebirges. (Abb. 82.) Die den Paß umgebenden Täler sind durch die ständig fortschreitende Erosion roter, meist $5-10^\circ$ gegen N einfallender Sandsteinschichten entstanden. Sie besitzen keine Terrassen, ihre Sohle bildet ein breites aufgefülltes Schotterband. Die äußersten Berge des Borkoldaj-Gebirges bestehen hier aus stark gefaltetem kalkigem Sandstein, doch fand ich in der Nähe nirgends anstehende Felsen. Das leicht verwitternde Gestein hüllt die Berge in eine Schuttdecke.

Mein Weg führte mich in einer Entfernung von 5 km vom Karasai-Graben, in der Nähe der Fußlinie des Borkoldaj-Gebirges vorbei, so mußte ich also eine ganze Reihe von Bächen, die aus dem Borkoldaj-Gebirge kamen und dem Karasai zueilten kreuzen. Das Bett des Karasai scheint demnach eine schwer passierbare

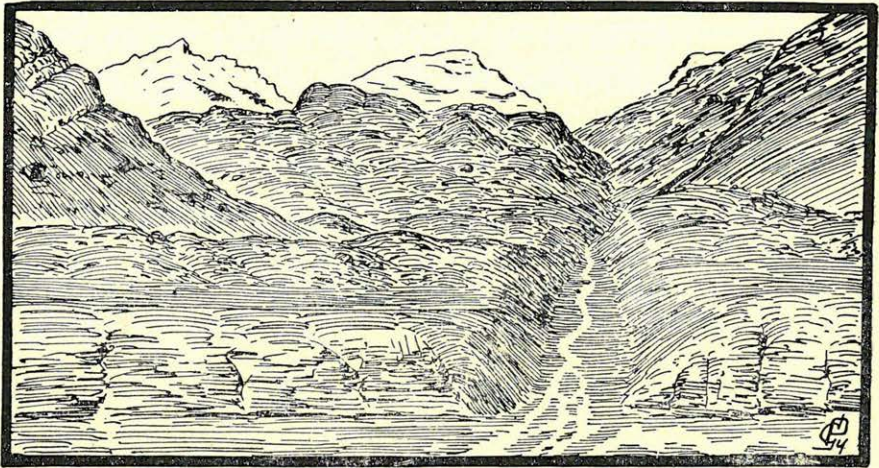


Abb. 83. Das II. Nebental des Kilentajrak-Kokbulak von der 3520 m hohen Terrasse aus.

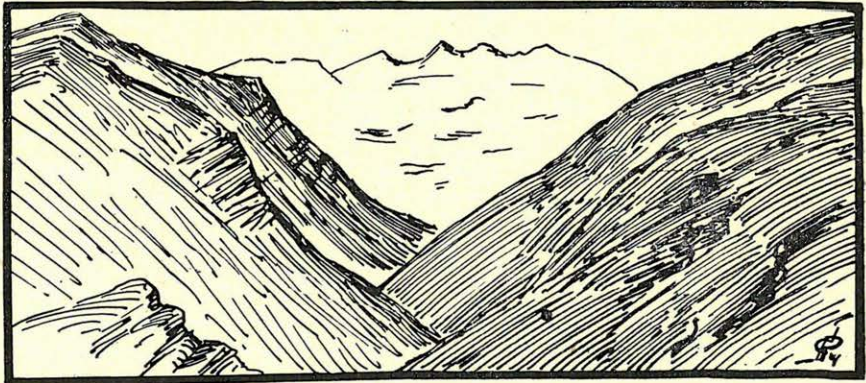


Abb. 84. Das III. Nebental des Kilentajrak-Kokbulak. Gegen N fallende ungefaltete Karbonkalksteintafeln.

Schlucht zu sein, doch ist es auch möglich, daß meine Kirgisen diesen Weg deshalb gewählt haben, weil nur hier, weiter heroben lagernde Kirgisen anzutreffen waren. Auf der Abb. 85 ist die ursprüngliche Form, das Sohlniveau und das Maß der diluvia-

len Erosion des Beckens zu sehen. Die Beckenreihe der Grabensenkung reicht vom Saridschas bis hierher. Sie besteht aus einer Kette kleinerer, ungleichmäßig eingesenkener Becken. Der auf Abb. 85. unter „1“ sichtbare Berg bildet eine wenig gesunkene Scholle lotrecht gefalteten südlich streichenden fillithältigen Kalksandsteines, während der Vordergrund aus einer gegen Osten mit Hanhai-Schichten bedeckten tieferen Scholle besteht. Das diluviale Eis hat indessen die Oberfläche der Schollen ziemlich gleichgehobelt. Daher kommt es vor, daß wir nach Aufschlüssen von mehreren hundert Meter mächtigen Hanhai-Schichten plötzlich

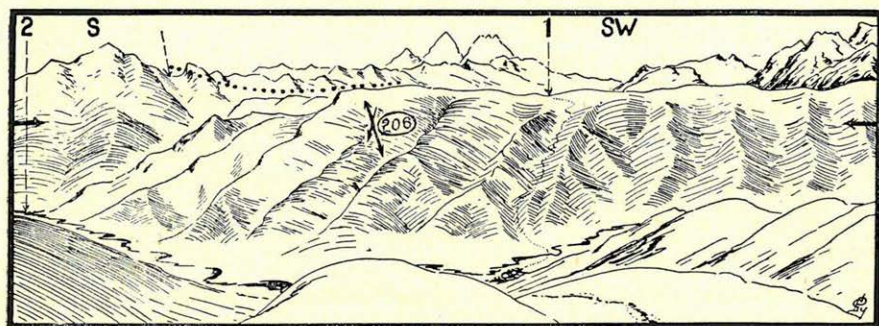


Abb. 85. Ausblick vom Itschke-Su-Paß gegen die Sechstausender des Großen Tura. Im Vordergrund das Tal des Itschke-Su. Der Pfad führt vom Paß 1 in das Aul, das am 16—17. XI. 1906. unsere Herberge war. Die Wegstrecke wird durch die punktierte Linie markiert. 1. Fillit-Paß, der Aussichtspunkt der Abb. 2 der Tafel VIII, 2. Nara-Su, die Mündung des Itschke-Su. 206 = fillithältiger Kalksandstein.

auf Grundgebirgsfalten stoßen, die nur schwach oder überhaupt nicht von rotem Sandstein bedeckt werden, weil er schon abgetragen wurde. Über die ursprüngliche Mächtigkeit der Hanhai-Schichten gibt die Abb. 86. eine Vorstellung. Soweit sich der rote Sandstein ausdehnt, befinden sich tief eingeschnittene Täler und erheben sich mehrere hundert Meter hohe feuerrote Felswände. Derartige Wände fallen im Winter, im Schnee besonders auf.

Die Gesteine des Grundgebirges zeigen hier keine besondere Abwechslung. Die südlich streichende Faltung zeigt fast durchwegs lotrecht gefaltete Aufschlüsse. Der Kalksandstein (No. 206), kalkiger Fillitsandstein (No. 207.), ferner im Aschusai erschlossener kalkiger Limonitsandstein (No. 208.) bilden die Glieder einer außerordentlich mächtigen Schichtenfolge. An einer Stelle sah ich, daß sich der Rotsandstein auf die stark zerrissene Oberfläche

des Grundgebirges lagern mußte, nachdem ganze Klippen des kalkigen Limonitsandsteines in horizontalen Rotsandstein gebettet sind. Der rote Graben bildet einen breiten geräumigen Bogen. Wenn nichts auf das Vorhandensein des KEIDELschen Bedelbogens deuten würde, würde die Form des roten Grabens des Üsüngegusch allein genügen, die Aufmerksamkeit darauf zu lenken. Dieser Graben ist nämlich entlang von bogenartigen Längsbrüchen eines Bergfaltungsbogens eingesunken. Das südliche Borkoldaj-Gebirge wird vom Bogen der inneren Verwerfung begrenzt, das Üsüngegusch-Gebirge von dem der äußeren Verwerfung. Die

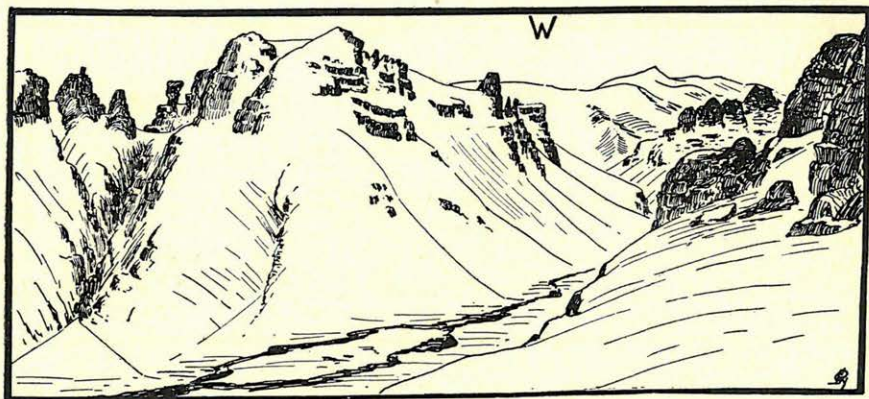


Abb. 86. Die roten Konglomeratwände des Itschke-Su in westlicher Richtung vom Lager am 16—17. XI. 1906.

Linie, innerhalb welcher eine hohe Scholie, außerhalb welcher ein breiter Graben entstanden sind, wird auf der Abb. 2. der Tafel VIII. durch fünf lange Pfeile markiert.

Die bogenartige Krümmung des Grabens ist aus der 4. Abbildung der Tafel VIII. besonders deutlich zu erkennen. Dieses Panorama habe ich 9 km südwestlich vom Aussichtspunkt der 2. Abbildung der Tafel VIII. gezeichnet. Die mit Hanhai-Schichten gefüllte Mulde, sowie der Kamm des dahinter befindlichen Gebirges mit der Spitze No. 20. verraten das System der bogenartigen Brüche so deutlich, wie wir es uns gar nicht deutlicher ausgeprägt wünschen können. Das zwischen den 20-er Kamm und die Tasmadschon-Mulde gegrabene Kisil-Su-Tal die hinter der langen tektonischen Scholie des 20-er Kammes befindlichen Üsüngegusch-Karasai-Täler sind parallel zueinander verlaufende, fast mathematisch genaue Wiederholungen desselben Bogens in voneinander so verschiedenen Gesteinen, wie z. B. Schiefer und Rot-

sandstein. Sie lassen sich auch anders, als durch Bruchlinien gar nicht erklären. Ich möchte an dieser Stelle auch auf die Abb. 87. aufmerksam machen. Diese zeigt uns einen charakteristischen Zug des südlichen Borkoldaj-Gebirges. Im allgemeinen bestehen die auf den ziemlich gleichmäßig hohen Graten des gefalteten Grundgebirges fußenden, sich sehr hoch erhebenden Kegel mit breiter Basis aus Kalkstein. Ein Großteil bildet den Überrest der abgetragenen mächtigen oberkarbonischen Kalksteintafel.

Wir setzten unseren Weg jenseits der auf der 4. Abbildung der Tafel VIII. sichtbaren Tasmadschon-Mulde fort und mußten

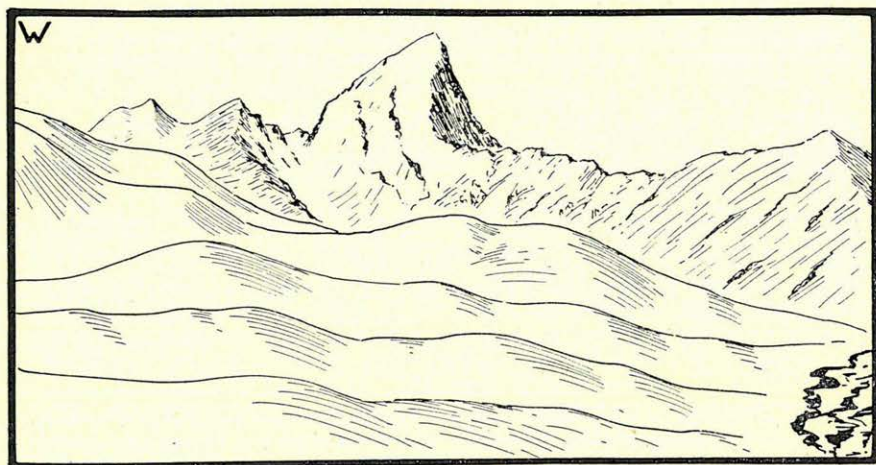


Abb. 87. Karasai-Baschi. Aussicht vom unter dem Pfeil No. 15. der 2. Abbildung der Tafel VIII. sichtbaren Karasai-Tal auf den zwischen den Tälern Karasai und Emegen befindlichen Gebirgskamm. Der große Kegel ist wahrscheinlich der Überrest einer oberkarbonischen Kalksteintafel, die auf einem aus gefaltetem Kalkfillit bestehenden Grundgebirge liegt. Im Vordergrund der rote Hanhai-Sandstein der Tasmadschon-Mulde.

dabei fünf Grate mit den dazwischenliegenden Tälern passieren, die durch die vom südlichen Borkoldaj-Gebirge kommenden Bäche aus der Sohle des roten Beckens ausgewaschen wurden. Der Sammelname dieser fünf Grate ist Krk-Mojnok. Zur linken Hand, im Südosten sah ich ständig das Karasai-Haupttal, dessen Linie sich eben in meiner Marschrichtung befand. Trotzdem überkletterten wir 12 je 2—500 m hohe Grate, deren jeder einzelne eine prächtige Aussicht bot, über pfadlose Schneefelder. Wir sahen ständig ein herrliches Panorama von Felsalpen. Es stürmte zwar heftig und der heulende Wind fegte uns auf den Pässen ständig Pulverschnee ins Gesicht, doch konnte ich meiner Sehn-

sucht, das herrliche Panorama zu skizzieren nicht widerstehen. Ein allgemeiner Überblick war der Lohn der beschwerlichen Wanderung in diesem krystallklaren und strahlenden Eisland. Die Bäche der unter den fünf Graten befindlichen Täler vereinigen sich im Tscholok-Kaptschagaj-Felsentor. An der Südseite des Tores befindet sich der Üsüngegusch-Fluß, dessen Tal kaum gangbar sein dürfte. Von meiner Route sah man nämlich bloß die Ränder einer tiefen Schlucht.

Der westlichste, letzte Kamm heißt Karakosu. Hier habe ich die 3. Abbildung der Tafel VIII. gezeichnet. In der Tektonik des

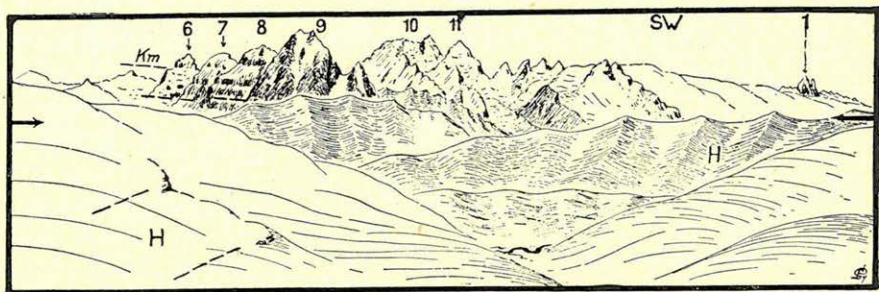


Abb. 88. Die Sechstausender des Tura-Gebirges vom Tasmadschon-Paß aus gesehen. Im Vordergrund die Tscholok Täler, (deren Vereinigung den Namen Tscholok-Kaptschagaj führt). 1. Cholnoky-Berg, davor das Kogeltschab Srt, 6—11. Die Sechstausender des Tura-Gebirges.

Krk-Mojnok erscheint hier eine scharfe innere Bruchlinie, die mit einer bedeutenden Überschiebung zusammenhängt. An der Bruchlinie wird der über dem gefalteten Kalkfillit liegende und nördlich fallende Rotsandstein, vom Norden aus von einer höheren Scholle überlagert, deren Aufbau der gleiche ist. Der Rotsandstein der höheren Scholle liegt horizontal. Dieses Gestein besteht hier an dieser Stelle ausgesprochen aus dem kalkgebundenen hergeschwemmten Flußschotter und Sand.

Seit dem Verlassen des Bosdjapak erschien auf jeder Bergkuppe das Bild einer mächtigen Felsalpengruppe. Auf dem Karakosu-Paß wurde sie von keinem Vorgebirge mehr verdeckt. Schon früher, vom Rand des Tasmadschon-Beckens (Abb. 88.) konnte ich beobachten, daß diese Gruppe der Bergriesen, — es sind lauter Sechstausender — die zu den Spitzen der Tura-Berge gehörenden, den höchsten Spitzen des Hohen Tianschan zuzuzählenden Berge wenigstens zu Teil aus horizontalen Kalksteinplatten aufgebaut sind. Ich konnte nicht daran zweifeln, daß diese Tafeln

Sedimente der oberkarbonischen Transgression sind. Vom Karakosu-Paß aus konnte ich mich auch davon überzeugen, daß diese Tura-Riesen die gleichen Berge sind, die ich schon im Sommer von Westen, vom Kogeletschab-Srt aus gesehen habe. Die freie Aussicht, die sich gegen Westen, gegen das Kogeletschab-Srt bietet beweist, daß ich den bogenförmigen Teil der roten Grabensenke verlassen habe. Hier wurde das Gesichtsfeld nämlich gegen meiner Reiserichtung durch kein Hochgebirge mehr versperrt. Vor mir öffnete sich ein weites, tiefes Tal; eine eher als Becken zu bezeichnende Ausbuchtung. An der Sohle windet sich der eisfreie und wegen der Schneedecke schwarz erscheinende große Fluß Üsüingegusch. Das große Tal des Üsüingegusch befindet sich nach den Aufzeichnungen der Taf. VIII. Abb. 3. in den Hanhai-sandsteinen des roten Beckens. Auf dieser Abbildung befindet sich die nördliche Bruchlinie der Tura-Gruppe zwischen den Ziffern 4 und 5. Der Pfeil No. 5 bezeichnet den Felsen Kisil-Ompol, der auf der Scholle der Tura-Gruppe einen Überrest der Hanhai-Schichten darstellt. Nördlich der Bruchlinie wird das Becken bis zur Sohle von nördlich einfallenden Hanhai-Schichten angefüllt. Die Tektonik der Umgebung des Kisil-Ompol wird weiter unten, das Tura-Gebirge in einem späteren Kapitel besprochen.

Auf Grund mehrerer in der Umgebung des Kisil-Ompol gezeichneter Panoramen, gelang es mir als Ergänzung meiner dreitägigen Aufnahmen die Gegend auch in Form einer Karte festzuhalten. (Taf. IV.) Ich kann natürlich nicht genug davor warnen, ein derartiges, auf Grund so flüchtiger Aufnahmen vielleicht zu sehr detailliertes Bild als richtige Karte zu behandeln. Dies ist bloß, ich wiederhole dies, eine in der gewohnten Sprache der Karte ausgedrückte Oberfläche, auf der ausschließlich die Grundform der Gegend abgebildet wird. Weder aus den Skizzen, noch allein aus den 500 m Schichtenlinien der Karte auf Tafel XI. läßt sich die Hügellandschaft genügend gut erkennen, da ohne deren Beschreibung die Tektonik schwer zu verstehen ist. Die detaillierte Oberflächenzeichnung Tafel IV. stimmt nicht ganz mit der Hauptkarte überein. Letztere habe ich sofort nach meiner Heimkehr auf Grund meiner an Ort und Stelle angefertigten Aufnahmen gezeichnet, während die Tafel IV. jetzt entstanden ist hauptsächlich unter Zugrundelegung der Skizzen. Der wesentlichste Unterschied zwischen beiden besteht in der Darstellung des auf unserer Karte befindlichen unteren Abschnitte des Üsün-

gegusch-Flusses. Ich konnte nur an einzelnen Stellen die Sohle der tiefen Schlucht erblicken. Die Richtung der Flüsse mußte ich aus der Richtung der Wandkronen ihrer Schluchten zeichnen. Anlässlich der Originalaufnahme sach ich, daß der Üsüנגegusch sich unter dem Karakosu-Paß gegen Osten wendet und 15 km von hier, gegen Süden abbiegend in den großen Durchbruch eintritt. Aus der neuerlichen Projektion der Angaben der Panoramen muß ich aber doch feststellen, daß sich der große Durchbruch noch weiter gegen Osten befindet. Dieser topografische Zweifel beeinträchtigt natürlich die geologische Kenntnis kaum. Es ist nämlich klar, daß der Üsüנגegusch in das Tarimbecken fließt, weshalb sein Wasser ein starkes Gefälle besitzt, was wieder seinen tiefen Einschnitt zur Folge hat. Dieser tiefe Einschnitt wird durch die detaillierte Kartenskizze, den Tatsachen entsprechend, stark betont.

Als westliche Fortsetzung der Grabensenkung des Üsüנגegusch, hier aber statt bogenförmig schon starr gegen Westen verlaufend, ist die zwischen zwei Bruchlinien liegende hohe Talmulde namens Kogeletschab zu betrachten. Schon in meinen Reiseberichten habe ich darauf hingewiesen, daß dieses Kogeletschab-Srt eine Granitscholle ist, die dick von einer Moräne eingehüllt wird. Ihr höchster Teil ist die vor dem Cholnoky-Berg befindliche Moränenmasse, deren Höhe auf der Südseite vielleicht 4100 m beträgt. Die Schmelzwasser haben unterhalb des Kokschal-Tau einen ost-westlichen Graben ausgewaschen. Gegen Norden fällt das große Moränenfeld in einer Breite von 12 km gegen das Tor des Kilentajrak-Tales ab. In der Umgebung des Tores beträgt seine Höhe 3700 m. Der Kilentajrak-Bach nährt sich aus den Sickerwässern dieser Moränenmasse. Der Moränenhügel selbst bildet hier an der Nordseite des Kokschal-Tau eine Wasserscheide, von der aus das Wasser gegen Norden in den Narin, gegen Westen in den Aksaj, gegen Osten in den Üsüנגegusch fließt.

Das Muldental des Kogeletschab ist zwischen dem südlichen Borkoldaj und dem Bedel-Gebirge genannten Abschnitt des Kokschal-Tau elliptisch. Seine nördliche Randlinie ist zwar gerade, doch zeigt die südliche eine Bogenform. So verschmälert sich also das Ende dieses 50 km breiten Srt sowohl im Osten als auch im Westen. Die am Ostende liegenden Tafelberge Aktasch und Atscha, oberkarbonische Kalksteinschollen, sind 3800 m hoch, was abgesehen von den Moränenhügeln, die Höhe des Kogeletschab-Srt ist. Nachdem ich dort, wo der tief in die Hochebene eingeschnittene Kö-Su-Bach in die Grabensenke des Üsüנגegusch

eintritt, (3450 m) unter diesen Tafeln auf eine aus Granit, schwarzem Tonschiefer und Kalkschiefer bestehende Schuppe der unterkarbonischen Faltung des Grundgebirges gestoßen bin, schätze ich die Mächtigkeit der Kalksteinplatten mit 350—400 m. Unterhalb des Kisil-Tasch und Kisil-Ompol liegen die Hanhai-Schichten unterhalb von 3000 m. Unmittelbar neben den Tafeln des Aktasch und Atscha liegt 600 m mächtiger Rotsandstein, der ursprünglich die Kalksteintafeln bedeckt hat. Zwischen den beiden Gesteinen befindet sich eine neogene Verwerfung. In Anbetracht der oberkarbonischen Tafeln des Aktasch und Atscha müssen wir auch westlich von ihnen eine gleiche Verwerfung annehmen. Auch hier hat sich das im Tienschan allgemeine tektonische Bilde wiederholt. Und zwar, daß eine große, lange Grabensenkung entweder aus einer Kette von Becken, oder aus einer Folge von Stufen besteht. Hier befindet sich eine Granit-, eine Oberkarbonische Tafel- und eine Hanhaistufe. Doch bestehen diese Stufen nur in der Tektonik, nachdem die Oberfläche aller drei durch das Eis der Gletscher zu einer homogenen glatten Mulde geschliffen wurde, worin es nach seinem Rückzug seine Moränen in Form von unregelmäßig verstreuten Hügeln zurückließ. Die innere Struktur ist aber durch die seither erodierten Wassergräben noch wenig erschlossen.

Nicht nur die tiefer eingesunkenen Teile sind so. Die aufmerksame Beobachtung meiner Skizzen berechtigt zu der Annahme, daß kein wesentlicher Unterschied zwischen der Tektonik der Berge und Täler besteht. Auch die Berge stellen hier schachbrettartig angeordnete Schollen dar. Ich verweise auf die 3. Abbildung der Tafel VIII. Auf dieser Abbildung bildet eine 3600 m hohe Tafeloberfläche den Vordergrund. Sie ist ein aus der Sohle einer großen Mulde herausgetrennter Fleck. Ursprünglich lag eine viele hunderte von Metern mächtige Hanhaisandsteinschichte darüber. Dies beweist der Kisil-Ompol genannte rote Felsen, der einen geringen Überrest des Sandsteines darstellt. Er steht auf dem rosa getönten weißen Kalksteinfelsen, wie eine Ruine. Gegenüber der Hochebene des Vordergrundes erhebt sich eine gleichhohe Hochebene, das Kisil-Tasch, die aber bis zum Grund aus Rotsandstein besteht. Unmittelbar daneben befindet sich, im Hintergrund die Kalksteintafel des Aktasch, die völlig mit dem Vordergrund übereinstimmt. Genau gleiche Tafeln befinden sich vor den vereisten Tura-Spitzen. Ja selbst die Felsalpen des Tura sind Überreste einer Kalksteintafel. Das charakteristischste Schollengebirge ist hier zu sehen, das Schollengebirge der oberkarbo-

nischen Tafeln und der Hanhai-Tafeln. Die Faltung des Grundgebirges liegt tief unter ihnen verborgen.

Auf die Tektonik des Bedel-Gebirges komme ich bei der Beschreibung des Kokschal-Tau nocheinmal zurück.

12. Das Kubergenti-Gebirge.

Das Borkoldaj-Gebirge wird im Süden von der Tallinie Kilentajrak-Unterer Karakol begrenzt. So starr und gerade diese Linie auch sein mag, habe ich doch keinen überzeugenden Beweis dafür, daß sie ebenfalls eine Bruchlinie ist. Die oberkarbonische Kalksteintafel des südlichen Borkoldaj, sowie die unterkarbonische Faltung des Kokbulak erstrecken sich ebenso auch auf die Westseite des Kilentajrak-Tales, wie sich der tektonische Graben des oberen Karakol in den Tälern Djangidjir und Adjeilö fortsetzt. Ebenso treffen wir die karstige Tafel des Tschakirkurum in der gleichen Höhe in den Tälern Karagolot und Kokdscher an. Es wäre aber im gegebenen Fall schwer, sich vorzustellen, daß sich ein 58 km langes geradliniges Quertal ohne tektonische Ursachen gebildet hat. Allein der Umstand, daß am Schnittpunkt der mit Hanhaikonglomerat ausgefüllten Djangidjir-Karakol-Grabensenkung mit dem Graben Kilentajrak-Unterer Karakol eine schmale Kalksteinscholle in letzterem derart quer steht, als wäre sie ein mächtiger Staudamm, so daß der Kilentajrak-Bach gezwungen ist, ihr in einem großen Bogen auszuweichen, bestärkt meine Annahme. Ich behandle also, gestützt auf negative Beweise, die 58 km lange orographische Linie doch als tektonische Linie. Um uns die Ausgestaltung des Kilentajrak-Unterer Karakol Grabens zu einem einfachen Hangtal vorstellen zu können, müßten wir die etwas gewagte Annahme riskieren, daß vom 5000—5500 m hohen Hauptkamm des Bedelgebirges bis zum 2950 m hohen Punkt des Narin-Flusses ein 60 km breiter Hang bestanden haben könnte. Diese Annahme wäre umso phantastischer, als wir wissen, daß zur Zeit der epirogenen Hebung, also zur Entstehungszeit des großen Hanges, sehr mächtige Hanhaischichten oben lagen, unter denen sich noch mächtigere ungefaltete oberkarbonische Tafeln befanden. Als die Hebung dann höhere Niveaus erreichte, brachen die großen Längsenkungen schon ein. Also auch der Graben des Großen Narin. Das Wesentliche an der Sache ist, daß der Tal Kilentajrak-Unterer Karakol jene große tektonische Scholle, die zwischen und durch die Srte Taragaj und Kogeletschab entstan-

den ist in zwei Teile teilt. Das Gebirge, das sich zwischen dem Ulan, Kilentajrak und Kogeletschab befindet, ähnelt also dem Borkoldaj-Gebirge. Es wird von diesem auch bloß durch ein ganz bis zum Grund reichendes, sogenanntes Durchbruchstal getrennt.

An der Westseite des Kilentajrak-Tales blickt ein flacher Hügelrücken auf jenes mit Seen vollgestreute, hier im Durchschnitt 5700 m hohe Moränengebiet, das Kogeletschab-Srt heißt und im Vordergrund der Tafel VII. Abb. 1 und Taf. VIII. Abb. 1. zu sehen ist. Wie ich schon erwähnt habe, ist das hierher blickende Eck des südlichen Borkoldaj-Gebirges eine maximal 4100—4200

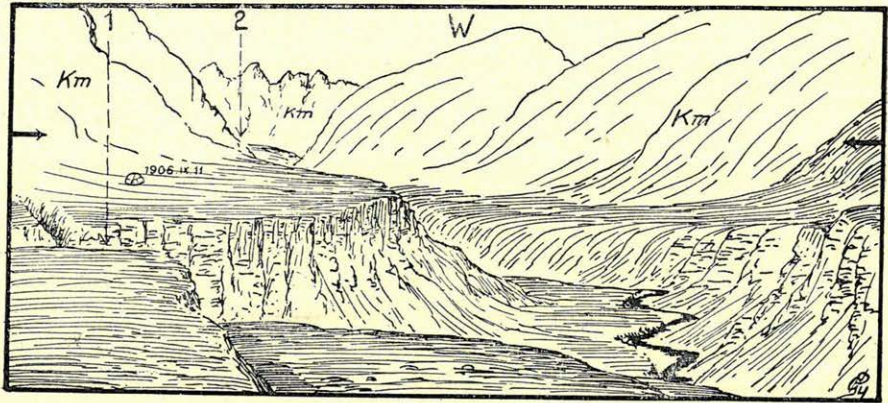


Abb. 89. Das östliche Djangidjir-Tal von der Mündung des Kilentajrak aus. (5450 m). 1. Kubergenti-Graben. 2. Auf den Djangidjir führendes Tal.

m hohe 30° gegen Norden einfallende oberkarbonische Kalksteintafel. Eine gleiche Kalksteintafel befindet sich auch westlich vom oberen Eingang des Kilentajrak-Tales. KAULBARS, der Entdecker dieses Gebietes, passierte im Jahre 1869 8 km westlich des Kilentajrak-Einganges einen Paß namens Kubergenti, den HUNTINGTON im Jahre 1905 ebenfalls passierte und seine Höhe mit 5940 m maß. Von diesem Reisenden sind wir darüber unterrichtet, daß sich in der Nähe des Kubergenti-Passes ein Gletscher befindet, das Gebirge also nördlich dieses Punktes höher ist. Das Kubergenti Gebirge erhielt seinen Namen durch KAULBARS von diesem ansonsten bedeutungslosen Tal. Das geologische Profil HUNTINGTONS (27.— Fig. 124) auf dem die Synklinale von Tschakirkurum abgebildet ist, kann natürlich nicht anderes bedeuten, als die Zusammenfassung der von einander nicht unterschiedenen oberkarbonischen Kalksteintafeln mit der unterkarbonischen Faltung,

wobei betont wird, daß sich das Karbon-Grundgebirge in ein abgeschliffenes, veraltetes Relief umgewandelt hat.

Die westliche Fortsetzung des unter dem Tschakirkurum-Paß liegenden Karakol-Tales sehen wir auf der Abb. 89. In die zerbrochenen Schollen des gleichen oberkarbonischen Kalksteines hat sich aus das Djangidjir-Tal eingekleilt. Auf dieser Abbildung bilden die nördlichen Berge den Teil eines schmalen Kalksteinkeiles, der die Grabensenkung der Länge nach in zwei Gräben trennt. In dieser wandartigen schmalen Scholle befindet sich im Norden, im Adjeilö-Tal auch eine Höhle.

Anläßlich meiner zweiten Reise (1909) kreuzte ich das Kubergerenti Gebirge vom Ulan-Tal aus kommend. Auch das Ulan-Tal ist eine Grabensenkung. Wie die meisten derartigen tektonischen Elemente, ist auch dieses Tal mit Hanhaisandstein angefüllt. Die Bruchlinien streichen hier in WSW-licher Richtung, stimmen also genau mit der Streichrichtung der Grundgebirgsfaltung überein wie dies die in den Tälern Düngüreme und im nördlichen Akorum befindlichen Aufschlüsse bestätigen. In der nördlichen Nachbarschaft, wo der 77. Längengrad das Große Narintal schneidet, war der das Tal bildende tektonische Faktor die W-O-liche Bruchlinie des langen Großen Narin-Tales, trotzdem die Faltung des Grundgebirges auch hier WSW-lich streicht. Es schneidet das Tal an dieser Stelle in einem spitzen Winkel- und ist aus Granit, glimmerigem Tonsandstein (No. 122.) und unterkarbonischem Kalkstein aufgebaut. In dem Ulan-Tal hingegen stimmt die Streichrichtung der Grundgebirgsfaltung genau mit der Bruchlinie überein. Die Wirkung der sich im spitzen Winkel kreuzenden Bruchlinien auf das Antlitz der Gegend war sehr stark.

Die 4. Abbildung der Tafel V. stellt unter der Nummer 11. den Botoj-Berg dar. Dieser Berg ist das westliche Ende der ungefähr 4000 m hohen, schnurgeraden, aus Tschakirkurumer oberkarbonischen Kalkstein bestehenden, am Fuß 6 km breiten, ungefähr 45 km langen, zwischen den Tälern Ulan und Düngüreme-Djangidjir liegenden Bergkette. Dieses stellt somit wieder einen Keil dar, der sich aus der großen Tafel der oberkarbonischen Transgression löste und zwischen zwei Verwerfungen kielte. Die Kalksteintafeln des großen Keiles fallen, alle, in der Streichrichtung des Ulan-Tales mit 30—40° gegen Norden ein. Eine Ausnahme bildet die Umgebung der Aju-Tör genannten südlichen Wasserrisse, wo zwischen zwei senkrechten Brüchen eine mit 45° West einfallende Tafel eingesunken ist. Das gefaltete Grundgebirge erschien in Form von lotrecht gestellten grünlichem Glim-

merschiefer im Djangidjir-Tal oberhalb der 2940 m hoch liegenden Mündung des von Süden kommenden Deschelangatsch-Baches an der Oberfläche (Gestein No. 2—160.) Es kam mir vor, als wäre das Dügürme-Tal, die Fortsetzung des Djangidjir-Tales gegen die Höhe zu, zur Gänze in diese Faltung gegraben. Das Grundgebirge wurde hier also durch die Erosion der Flüsse erschlossen.

Jenseits der Dügüreme-Mündung können wir das Djangidjir-Tal gerade nach Westen so verfolgen, daß es über den Djangidjir-Paß hinweg in das Tal der Abbildung 89 führt. Dieses Tal kann also als Fortsetzung der Karakol-Grabensenkung unterhalb

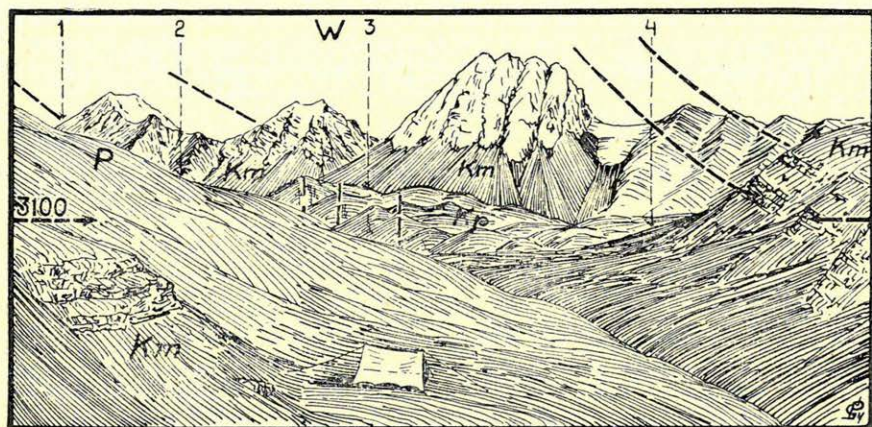


Abb. 90. Das Aju-Tör Gebirge vom Lager des 7—8. September 1909 (3100 m). 2. Djangidjir-Tal, 4. Dügüreme-Tal. Akbeit-Tal im Vordergrund. Hinter den Tälern 2—3—4 das Aju-Tör Gebirge. 1. Botoj-Tal, 5. Aju-tör Tal. Lotrecht gefalteter grüner glimmeriger Tonschiefer. (Kp). Rötlichgrauer weißfaderiger bankiger Atbaschi-Kalkstein. (Km). Weißgrauer schieferiger Tschakirkurumer-Kalkstein. (Km in den Klippen). P = Porphyrit.

des Tschakirkurum-Passes betrachtet werden. Die Djangidjir-Linie verläuft parallel zur Großen Narin Bruchlinie, streicht also fast genau W-O-lich. Eben deshalb durchschneidet sie die Schieferfaltung des Grundgebirges ebenso im spitzen Winkel, wie jene. Die Djangidjirer Bruchlinie wird durch den Umstand noch besonders betont, daß ich, während sich nördlich der Bruchlinie eine Kalksteinwand erhebt, südlich von ihr auf einer Strecke von 42 km eine Biotitporphyritmasse (Gestein No. 2—162.) verfolgen konnte. Die Breite dieser Masse beträgt im Akkorum-Tal 7—8 km. Wenn wir diese Porphyritmasse nicht irrtümlich mit dem Porphyrit und ofithältigen Diabas des Balik-Su-Tales in Verbindung bringen, müssen wir annehmen, daß das 50 km lange und 20 km breite Sa-

ritasch-Gebirge hauptsächlich aus Eruptivgesteinen aufgebaut ist. Jedenfalls muß ich darauf hinweisen, daß sich die Ostgrenze der großen Becken des Hohen Tienschan in dieser Gegend befindet. Ähnlich den großen nördlichen Senkungen des Hohen Tienschan treten auch hier im Westen große Massen von jüngeren Eruptivgesteinen an den Beckenrändern auf. Über das Alter des Porphyrits konnte ich an dieser Stelle bloß feststellen, daß er eine große Scholle oberkarbonischen Kalksteines in sich gebettet enthält. Das Antlitz des Gebirges läßt es auch hier wahrscheinlich erscheinen, daß sich diese Eruptiva dem großen Rumpfflächenrelief ange-

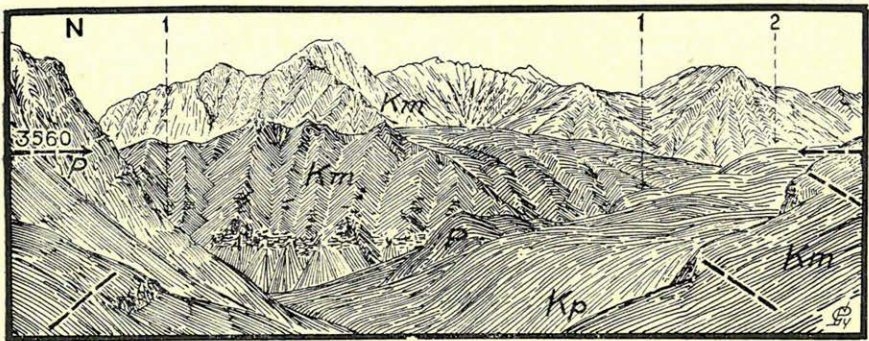


Abb. 91. Das Kunan-Gebirge vom Akkorum-Tal aus. 1—1. Akbeit-Djangidjir-Tal, 2. Kunan-Tal. P = Biotitporphyrit. Im Vordergrund grünlicher glimmeriger Tonschiefer. In der Mitte = Der über den von Biotitporphyrit durchbrochenen Tonschiefern diskordant, hier horizontal liegende graue weißadrigere Atbaschikalkstein. Im Hintergrund = Weisser Tschakirkurumer Kalkstein des Kunan-Gebirges.

schmiegt haben, auf das sich die Hanhaischichten ablagerten, wodurch sie nur mesozoischen Alters sein können.

Die Abbildung 90. stellt den tektonischen Zustand des Grundgebirges (Kp), der oberkarbonischen Transgressionstafel (Km) und des Eruptivgesteins (P) klar dar. Hinzufügen muß ich noch, daß das mit Km bezeichnete Gestein des Vordergrundes jener dickbankige, kalkspataderige graue Kalkstein ist, den VADÁSZ (14.—88) als dem obersten Karbon angehörend bestimmt hat. Das Km Gestein der hohen Felsenwand dahinten besteht aus weißem etwas schieferigen Tschakirkurumer Kalkstein. Das gleiche Gebiet ist auf der Abb. 91. bloß von einem etwas höheren, 10 km gegen SO liegenden Aussichtspunkt dargestellt zu sehen. Die Abbildung 92. veranschaulicht die Verwerfung der oberkarbonischen Tafeln an der Ostseite der Grabensenke von Djangidjir.

Das nördliche Drittel des die Gebirge Kubergenti und Saritash voneinander trennenden Akkorum- (d. h. „weißer Schotter“) Tales. (Abb. 91.) ist in das Gestein der in Porphyr ertrunkenen unterkarbonischen Faltung und oberkarbonischen Tafelschollen gegraben. Der obere Abschnitt dieses Tales, also die Mitte des ganzen Talzuges befindet sich in den zerbrochenen Trümmern der

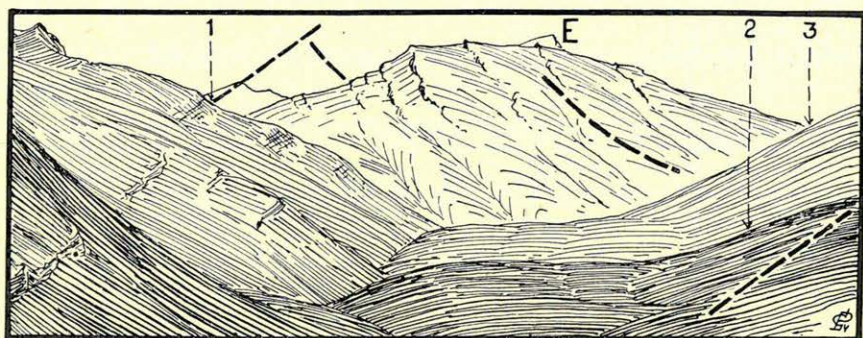


Abb. 92. Die Kalksteintafeln des Djangidjirer Akbeitales (Atbaschikalkstein). 1. Kunan-Tal und Paß, Akkorum-Tal, 3. Djangidjir-Tal, Aussichtspunkt = Lager am 7—8. IX. 1909. (3100 m).

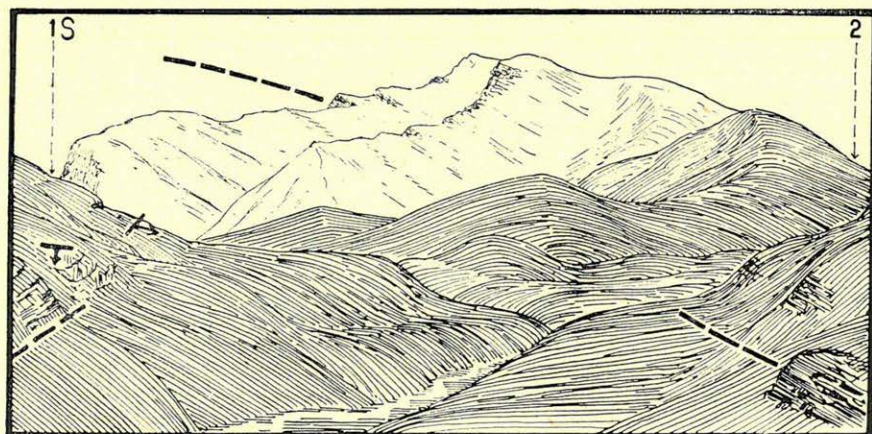


Abb. 95. Der Akkorum Berg vom Punkt 3560 m. 1. Die Akkorumschlucht mit einer Sohlenhöhe von 3600 m., 2. Paß in das Ken-Tal. Beide führen auf das Kogeletschab-Srt hinauf. Im Vordergrund zerbrochener grünlicher glimmeriger Tonschiefer. Der Akkorum-Berg ist eine weiße Tschakirkurumkalksteintafel.

unterkarbonischen Faltung. (Abb. 92.) Doch zeigt uns diese Abbildung auch, daß das südliche Drittel des Tales in dem höchsten, mit Nischengletschern gezierten Teil des Gebirges, schon eine ganz

in die oberkarbonischen Tafeln erodierte Schlucht ist. Im Tal befindet sich kein Paß. Das Akkorum-Tal ist ebenso wie das Kilen-tajrak-Tal eine vom Kogeletschab-Paß abwärtsführende Straße. Der südliche Bach rückte erst nach der letzten Burkhan Vereisung in das Akkorum-Tal ein.

15. Das Kleine Narin Srt und das Djitim-Gebirge.

Aus den erschienen Kartenblättern der amtlichen russischen Kartographie (10 Werst-Karte) ersehe ich auf dem, dem Kleinen Narin-Srt benachbarten Blatt zwei Karagaman-Täler (ein „Großer“ und ein „Kleiner“) unter einer Bergkette, unter deren Spitzen mindestens zwei 5000 m hoch sind. Trotzdem die Orographie der russischen Karten in geographischer Hinsicht nicht viel sagt, die Gletscher auch gar nicht bezeichnet, ist doch aus diesen beiden Höhenangaben unzweifelhaft festzustellen, daß auch auf der Südseite des Karagaman-Gebirges bedeutende Gletscher vorhanden sind. Die beiden Karagaman-Flüsse vereinigen sich in einer Höhe von 2900 m. Unweit von diesem Tor, durch das schon der vereinigte Karagaman-Fluß auf das Narin Srt austritt, zeichnete ich aus einer Höhe von 3000 m die 5. Abbildung der Tafel V. Diese Abbildung ergänzt nicht nur eine frühere Beschreibung, (16.—69) sondern bietet auch — in Ermangelung jedweder orographischen Karte — Anhaltspunkte zu meiner tektonischen Skizze. Auf der Skizze ist nämlich die Hochebene fast in ihrer ganzen Ausdehnung zu sehen.

Im Norden befindet sich hinter dem Tor des Karagaman-Tales eine um einige hundert Meter höhere Stufe des Plateaus. Die Tektonik dieser höheren Stufe ähnelt auffallend der Tektonik des Kaschan-Plateaus im Kuldschaer Nanschan. Ihr Südrand ist ein 5500—4000 m hoher Bergkamm, der wahrscheinlich aus Granit besteht und an der Südseite einige Nischengletscher besitzt. Beiderseits des Tores erstreckt sich das Gebirge weithin. Das Tor selbst zeigt das Bild einer richtigen Schlucht. Doch befindet sich das östliche Ende eines niedrigeren Granitkammes, der sich ununterbrochen 60 km gegen Westen erstreckt unmittelbar davor. Im westlichen Abschnitt heißt dieser Kamm Aktscheku-Tau. Aus dem östlichen Kamm ist bloß ein Name bekannt, der des Tschardak-Passes, weshalb ich den 25 km langen östlichen Abschnitt Tschardak-Kamm nenne. Am östlichen Ende des Tschardak-Kammes befindet sich der Aussichtspunkt der Abb. 3. der Taf. V. Die letzten

4 km des östlichen Kammes verschmelzen als flacher Bergrücken mit dem des Kleinen Narin Srt, er reißt also hier ab. Das ist auch der Grund, weshalb er kulissenartig vor dem Karagaman-Tor steht. Als Fortsetzung des Tschardak-Gebirges erscheint nach einer Unterbrechung von 15 km im Osten das Sarigo Gebirge (No. 15 der 5. Abbildung der Tafel V.), eine quer zum Burkhan-Tal stehende Granitscholle. (Abb. 94).

An der Nordseite des Kleinen Narin Srt zerbrach die mächtige einheitliche Masse des Biotitgranits. Die Granitscholle gewann durch die ziemlich regelmäßigen, starren N-S-lichen und O-W-

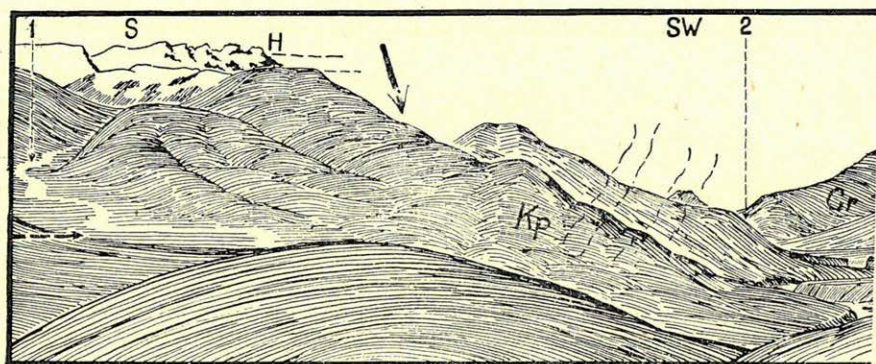
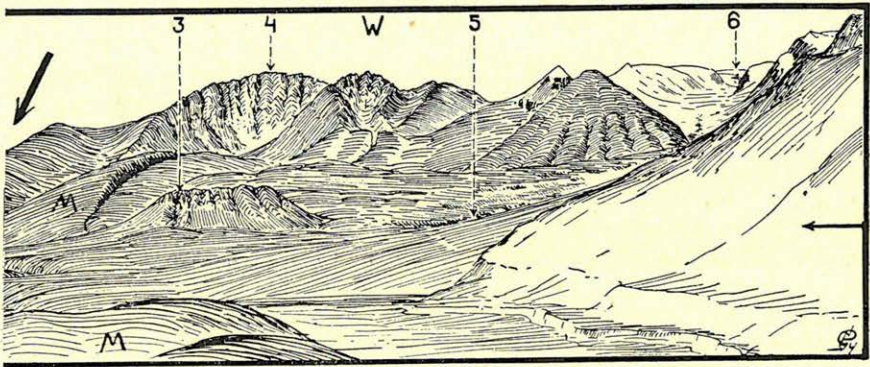


Abb. 94. Das Burkhan-Tal in der Umgebung der Ton-Mündung aus einer Höhe von 2920 m. 1. Uschu-Saj, 2. Tor des Burkhan auf das Kleine Narin Srt, 3. Rundhöcker. 4. Sarigo-Gebirge, 5. Dschilo-su-Tal, 6. Firnplateau im Terskej Ala-Tau.

lichen Bruchlinien das Aussehen einer Eisscholle, unter der das Wasser versickert ist, so daß sie einbrach. Ich verstehe diesen Vergleich so, daß die einzelnen Bruchstücke der zerbrochenen Scholle bloß eine verhältnismäßig geringe, kaum einige hundert Meter betragende Dislokation erlitten haben. Dies genügte allerdings dazu, daß die Oberfläche des einheitlich eingesunkenen Kleinen Narin Srt mit Stufen, flachen Hügelrücken, rechtwinkelig geknickten Bächen und Tälern übersät erscheint, wie das unsere Karte sowie die 5. Abbildung der Tafel V. zeigen. Auf dieser Abbildung ist unter den Ziffern 6—9—7 eine gerade Granitwand zu sehen, deren starre Linie beweist, daß sie das Ergebnis einer Verwerfung ist. Die im Landschaftsbild zum Ausdruck gelangende Bruchstruktur beweist aber auch gleichzeitig, daß dieses Zerbrechen vor nicht allzu langer Zeit vor sich gegangen ist. Seit der Burkhan-Vereisung gingen nur geringe Dislokationen vor sich,

weshalb das Bild dieser Vereisung ungestört und genau nachgezeichnet werden kann. Indessen halte ich es für möglich, daß die Nachzeichnung der früheren Akkija-Vereisung Schwierigkeiten verursachen wird, nachdem seither in der Tektonik wesentliche Veränderungen vor sich gegangen sind. Das ganze Gebiet des Kleinen Narin Srt wurde vom Akkija-Eis bedeckt. Dies ist ganz gewiß. Seine Moränen haben es im allgemeinen ziemlich dicht eingehüllt. Später wurden diese Moränen durch die verschiedenen Wässer über die Bergücken verteilt, während der Lehm der Moränen durch die Flüsse auf den tiefer gesunkenen Schollenteilen



verteilt und eingeebnet wurde, wobei er sich mit dem von den Bergkämmen hingewaschenen Geröll vermischte. So wurden auch große Seebecken, wie das des Karasas-Sumpfes aufgefüllt.

Auf dem Kleinen Narin Srt kann im Sommer kaum eine Aufklärung durchgeführt werden. Ich war Ende August-Anfang September hier, als die Tage schon kurz, die Nächte lang und die Temperaturen schon tief unter dem Nullpunkt waren. Trotzdem war der Karagaman nicht leicht zu überschreiten. Ich betone ausdrücklich, daß dies auch bloß wegen meiner ganz leichten, die größte Anspruchslosigkeit voraussetzenden Ausrüstung möglich war. Die Wassermenge des Karagaman übertrifft die der anderen Flüsse des Kleinen Narin, weshalb er die östliche Seite des Srt im Sommer vollkommen von der westlichen abschneidet. Das Aussehen des hinter dem Karagaman-Plateau und dem Sarigo-Gebirge befindlichen vereisten Plateaus (Abb. 94.) verrät, daß das Terskej-Ala-Tau jene Tektonik und Form, die wir östlich vom Ton-Paß kennengelernt haben, gegen Westen noch weithin beibehält. Die Granitscholle des Sarigo-Gebirges kann nur ein hoch stehengebliebener Horst des südlichen Abbruches des Terskej-Ala-Tau

sein. Sowohl an seiner östlichen, wie auch an der westlichen Seite befindet sich eine mehrere Kilometer breite eingebrochene Bucht. Beide Buchten haben je einen großen Fluß an sich gezogen. Die westliche Bucht den Karagaman, die östliche den Burkhan, den zweit größten Fluß der Gegend des Kleinen Narin Srt.

Daß das Kleine Narin Srt eine Senkung ist beweist auch die Gestalt seiner Ostseite. Zwischen den Tälern Burkhan, Nördliches Djamanitschke und Artschalu befindet sich das Burkhan Gebirge, dessen auffallendster Zug, der es von seiner Umgebung scharf unterscheidet darin besteht, daß es von mächtigen Hanhai-

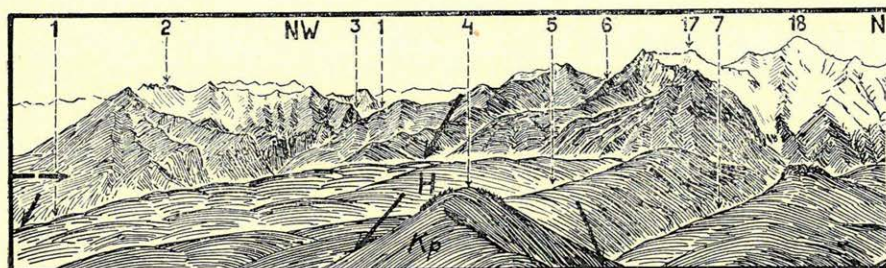
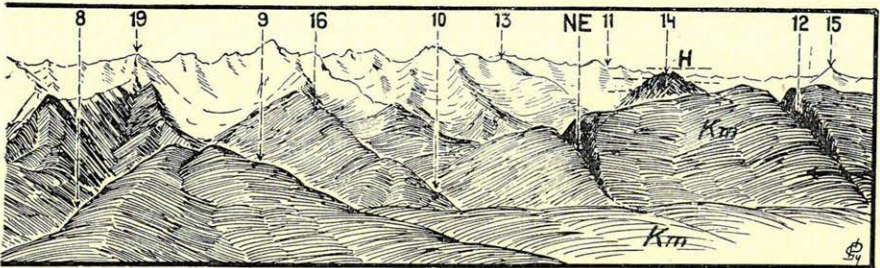


Abb. 95. Das Nura-Tau und das Djitim-Tau von einem 2860 m hohen Gipfel des Karatasch-Plateaus, aus der Umgebung der Narinbrücke. 1—1. Quertal des Kleinen Narin, 2—3. Nura-Tau, 5. Mündung des Tschitschardintales. 4. Der 2860 m hohe Artschalu-Berg, Aussichtspunkt d. Abb. 99, 5. Wasserscheide des Kleinen und Großen Narin, 6. Kalmak-Paß, 7. Tschirpakta-Tal, 8. Ardakte-Tal, 9. Tschet-Arschalu-Tal, 10. Orto-Arschalu, 11. Djakbolot-Paß, 12. Dange-Schlucht, unter der Bezeichnung NE die obere Schlucht des Djakbolot, 15. Der W-Gipfel des Djakbolot-Baschi, (No. 1 auf der Abb. 98.), 14. Roter Sandsteinberg im Djakbolot-Tal (No 6. der Abb. 98.), 15. Spitze im Keng-Su (No. 7. der Abb. 98.), 16. Aussichtspunkt der Abb. 98.), 17. Kleiner Tschirpakta-Berg, No. 5 der Abb. 98., 18. Großer Tschirpakta Berg, No. 7. der Abb. 98., 19. Mittlerer Gipfel des Ardakte-Kammes, No. 8. der Abb. 98.

Sandsteinschichten bedeckt ist. Die Abb. 76 bestätigt, daß diese westliche Fortsetzung des Djamanitschke-Gebirges trotz ihrer großen Höhe auch heute noch von einer mächtigen neogenen Decke bedeckt ist, die dem Gebirge einen ausgesprochenen Tafelberg-Charakter verleiht. Das Burkhan Gebirge hört an der großen Verwerfung im Westen plötzlich auf. Die Verwerfung, die das Gebirge an dieser Stelle plötzlich abschneidet, liegt in der Verlängerung des Dschilo-Su-Tales (Abb. 94) unterhalb des Ton-Passes. Doch schneidet die Verwerfung nicht nur das Burkhan Gebirge, sondern auch dessen südliche Nachbarn, heute noch völlig unbekannt Bergketten zwischen dem Aikol und Artschalu sowie zwischen dem Artschalu und Dschelangatsch ebenso ab. Hie-

durch bekam das Kleine Narin Srt im Osten eine starr geradlinige Seite. Vom Westen erweckt dies den Anschein, als würde es im Osten von einer geraden N-S-lich streichenden Bergkette begrenzt. Die Täler des Aikol, Artschalu und Dschelangatsch bilden nämlich nur schmale Schluchten, die sich im Zusammenhang der Eisriesen des Hintergrundes vollkommen verwischen.

Unter der großen östlichen Verwerfung befindet sich ein niedriges Hügelland. Das zwischen dem Artschalu und dem Burkhan befindliche Gebiet ist anscheinend der am tiefsten gesunkene Teil, nachdem die Moränen dieses abgerissene Stück des Grund-



gebirges zur Gänze bedecken konnten. In der früher erwähnten nördlichen, das Sarigo-Gebirge im Osten begrenzenden Bucht erheben sich einige kleine Srtte, die auf den verschiedenen Abbildungen (76, 95 und Lit. 16. Tafel I. Abb. 2.) besonders auffallen. Hier sah ich aber nichts derartiges. Hingegen befindet sich die eingesunkene Bergkette im südlichen Teil der Senke auf einer Strecke von 20—22 km zur Gänze an der Oberfläche. Es bildet sogar bei den Tallinien des Artschalu und Delangatsch eine um 100—200 m höhere, also 2900—3500 m hohe Hochebene, die aus ihrer Aufhäufung auf felsige Schollen besteht, wobei die Gesteine ihre Streichrichtung zum Großteil bewahrt haben. Die Hauptrolle im Aufbau dieses kleinen Hochtales spielen Porphyrit und Porphyrituff (No. 55.) die die Faltung des Grundgebirges mit ihrer Masse fast ersticken.

Über dieses niedrige Hochtal bin ich sowohl im Jahre 1906, als auch im Jahre 1909, also zweimal geritten, so daß ich seinen Aufbau etwas eingehender kennen lernen konnte. Dies bezieht sich auch auf das westlich des Lóczy-Berges gelegene Gebiet des Djitim-Tau, das eine Ausdehnung von 800 km² besitzt. Als ältestes Gestein des Hochtales erscheint ein glimmeriger schwarzer Tonschiefer, der am Westende, im Dschelangatsch-Tal in fast lotrechten, gegen NO einfallenden Schichten aufgeschlossen ist (No. 51.).

Das ist das Hauptgestein des Hauptkammes des Djitim-Tau Gebirges (No. 33.). Darüber lagert sich, wie darübergerutscht, grünlicher Quarzfillit (No. 37.) auf dem regelmäßiger dünnblättriger Kalksteinschiefer (No. 34.) und dicker Porphyrittuff (No. 35.) liegen. Einige Kilometer weiter nach Osten fand ich auf dem grünen Quarzfillit Epidot-Quarzschiefer, der mit dem Gestein No. 2—159 übereinstimmt. Auf dem stark gegen NO geneigten Schiefeln liegt kalkiger Dolomit (No. 36.) in Form einer Transgressionstafel. Dolomit pflegt in dieser Gegend die Deckschichte des unterkarbonischen Kalksteines zu sein. Noch weiter im Osten fand ich im Porphyrittuff Kalkschieferschichten (No. 34.) von bedeutender Ausdehnung, was das unterkarbonische Alter des Porphyrittuffes wahrscheinlich macht. Im Guk-Bulak Graben fand ich im Porphyrittuff gebetteten Kalkschiefer von einigen Metern Mächtigkeit. Noch weiter entfernt war der Kalkschiefer der nunmehr gegen SW einfallende Tafeln bildete, das Hangende des Porphyrittuffes. Am Ostende des Hochtales befindet sich wieder grüner Quarzfillit mit südwestlich einfallenden rot verwitternden kalkigen Dolomittafeln im Hangenden.

Unter dem Nordfuß des Djitim-Tau fließt der Dschelangatsch in einem 50 km langen zweifellos über einer Bruchlinie liegenden geraden Tal. Das früher beschriebene niedrige und schmale Hochtal bildet eine vom Nordrand des Djitim-Tau abgerissene Stufe. Der ebenfalls schmale, ebenfalls gerade, jedoch um 1000 m höhere Grat des Djitim-Tau Gebirges ist ebenfalls aus dem gleichen Gestein aufgebaut. Hinzufügen muß ich noch, daß diese große Höhe die Ausgestaltung des Felsalpencharakters verursachte. Das ganze Gebiet des Kleinen Narin Srt erscheint samt seinen nördlichen Randgebirgen zur Gänze als eine einheitliche Granitmasse, als ein in die unterkarbonische Faltung eingekleibter umfangreicher Granitkern. Der Hauptkamm des Djitim-Tau stellt eine aus der südlichen Faltung dieses Granitkernes losgetrennte schmale Scholle dar. Die Bruchtektonik verrät die gerade, als steile Wand erscheinende Gestalt der Bergkette schon aus der Ferne. Der Berghang wird von ein-zwei Stufen der Länge nach unterbrochen. Über den Kamm des Gebirges erhebt sich der um 800 m höhere alleinstehende Kegel des Lóczy-Berges, dieser auf viele Tagreisen hin sichtbare, immer gut zu erkennende Orientierungsberg des ganzen Umkreises. Einen Abschnitt der nördlichen Seite des Djitim Tau habe ich in einigen Skizzen schon mitgeteilt (16. Abb. 25 und 26.). An dieser Stelle will ich beide geologischen Profile beschreiben, deren eines, das Profil des Djakbolot ich am 12. Juni 1906, deren

anderes, das Profil des Keng-Passes, ich am 31. August 1909 begangen habe.

Der Kamm des Djakbolot-Passes (3770 m) ist zwischen dem Dschelangatsch-Tale (2650 m) und der Vereinigung der Bäche Djakbolot und Artschalu im Süden (2760 m) an der Sohle gemessen 8 km breit. Obwohl der ganze Kamm zur Zeit meiner Anwesenheit in eine dicke Schneedecke gehüllt war, konnte ich doch feststellen, daß das Material der Bergkette in ihrer ganzen Breite aus schwarzem Tonschiefer, quarzigem sandigem Tonschiefer und an einer Stelle, — wie ich das aus dem dunkel-grünlichgrauen Gerölle vermute — aus Devonkalkstein besteht. Die Gesteine sind fast überall zu lotrecht oder sehr steil stehenden Falten gepreßt, ihre Streichrichtung ist überall eine W-NW-liche, schneidet also sowohl die Linie des Hauptkammes, als auch die der parallel zueinander verlaufenden Längsbruchlinien des Dschelangatsch und der im Süden, im spitzen Winkel.

3—4 km östlich des Djakbolot befindet sich die Route des Keng Passes. Die Gesteine sind hier die gleichen. Am 3100 m hohen Punkt des Keng Tales konnte ich eine bedeutende Längsverwerfungslinie feststellen. Die schwarzen, vielleicht noch stärker als im Djakbolot gefalteten durchwegs lotrecht stehenden Tonschiefer des Bergkammes enden hier in einer Verwerfung. Nördlich davor befinden sich mit 50° gegen N einfallende tonige Quarzsandsteinschichten. (No. 2—158.) An der Südseite ist das Tal des Passes bloß bis zum 3120 m hohen Punkt passierbar, von wo an der Bach in einer Schlucht („Tujuk“) dem Narin zufließt. Da mußten wir also über einen Seitenkamm (3530 m) ins Djakbolottal übersetzen, wo wir den 2760 m hohen Punkt von 1906 erreichten. Bis hierher befanden wir uns immer innerhalb der gegen 290° streichenden Schieferfaltung. Der Pfad, entlang dessen ich über den 3530 m hohen Paß gelangte, schmiegte sich offensichtlich einer Verwerfung an. Hier lösen rote Hanhaischichten die Schiefer des Hauptkammes an der Oberfläche ab. Diese Verwerfung befindet sich schon auf der Seite des Großen Narin Tales.

Der Narin (den Kleinen Narin erwähne ich nie ohne sein Beiwort) entsteht aus der Vereinigung der Flüsse Djaktasch und Karasaj. Die Kirgisen nennen ihn aber auch da noch nicht Narin. Diesen Namen erhält der Fluß erst nach Einmündung des Borkoldájer Karakol. Den bis zum südlichen Keng-Tal des Djitim-Tau reichenden Abschnitt nennen sie einfach Taragaj, also Schlucht. Die Benennung Narin-Taragaj ist bloß als Bezeichnung beigefügt. Dieser Taragaj Abschnitt des Narin ist kein besonders wildes Tal.

Es ist zwar im Sommer unpassierbar, nachdem der Flußlauf stellenweise so nahe an die Felswand herantritt, daß der Weg ohne Übersetzen bloß mit großen Schwierigkeiten, beziehungsweise mit Tragtieren überhaupt nicht fortgesetzt werden kann. Diese Schlucht blieb hauptsächlich deshalb unbekannt. Ich tritt natürlich im November 1906 bequem hindurch, wenn dieses Reiten in der damals herrschenden Kälte und bei dem Schneesturm bequem genannt werden kann. Im östlichen 20 km langen Abschnitt des Taragaj, also bis zur Einmündung des südlichen Nebentales namens Taldu, habe ich sozusagen nichts gesehen. Wir watenen durch 60 cm hohen Schnee, in der Weise, daß wir uns durch die aus dem Djangidjir-Tal mitgetriebenen Pferde einen Pfad treten ließen. Der Taldu bildet gleichzeitig auch die Waldgrenze (2800 m). Von hier an sind auch die Talwände felsiger. Auf einem 5 km langen Abschnitt verläuft das Tal unterhalb des Taldu in Granit. Danach folgt ein Gürtel des aus der Atbaschi-Schlucht wohlbekannten oberkarbonischen Kalksteines. Dieser reicht bis zu dem 4 km östlich des Moldowasch genannten Tales des Djitim Tau gelegenen Punkt, wo eine Faltung des glimmerigen, tonig-schieferigen Sandsteines (No. 2— 212) aufgeschlossen ist. Der Moldowasch-Bach führt einen Teil der Schmelzwässer der südlichen Gletscher des Lóczy-Berges zu Tal. Hier muß sich am Hauptkamm auch ein Paß befinden, nachdem es auch an der Nordseite des Lóczy-Berges ein Tal namens Moldowasch gibt. Westlich des Moldowasch stößt der Narin auf eine Kalksteinwand und knickt gegen Norden um. Wo er sich wieder gegen Westen wendet, ergießt sich der Ejran-Su Bach in ihn. Auf der Kalksteinwand beginnt hier das *Karatasch*-Hochtal, in das sich der Narin eine sehr tiefe Schlucht gegraben hat. Diese Gegend ist eine der charakteristischsten des Tienschan.

Die kleine Skizze, die ich in meinem glaziologischen Bericht (16. Abb. 22.) mitgeteilt habe, ist geeignet die hauptsächlichsten Antrittszüge der *Karatasch*-Hochebene wiederzugeben. Diese Zeichnung habe ich in einer Höhe von 2970 m oberhalb des Kaschka-Su Tales an der Nordseite des Alamischi Tau aufgenommen. (Auf der Karte der Gipfel zwischen den Ziffern 2610 und 2700). Auf dieser Abbildung bezeichnet der Buchstabe H (Schichtenlinie des Aussichtspunktes) jene Stelle, wo der Narin in die in das *Karatasch* Plateau gegrabene Schlucht eintritt, die er bei dem mit W bezeichneten Punkt verläßt. Die Skizze stellt also die *Karatasch* Hochebene in ihrer ganzen Ausdehnung dar. Etwas rechts unterhalb der Buchstaben NW ist eine Spitze sichtbar, die

von drei Kleinen Fichtenhainen geziert wird. Dieser 2860 m hohe Gipfel ist der Aussichtspunkt der Abb. 99. Die sich im Vordergrund hinschlängelnde Narinschlucht wird auf der Abbildung durch vier kleine Pfeile bezeichnet. Auch aus dieser primitiven Skizze ist sehr gut zu ersehen, daß die Karatasch-Hochebene eigentlich eine Mulde von mächtiger Breite (25 km) ist, deren glatte Sohle fast bis an die im Hintergrund sichtbare Kammlinie des Djitim-Tau-Gebirges heranreicht. Jenseits der Querschluft des Kleinen Narin zeigt eine unterhalb der Bezeichnung NW ganz ferne sichtbare Plateaulinie, daß die Linie des Rumpfflächenreliefs hinter der Schlucht in eine 4000 m hohe Hochebene, das Kum-Bel Srt, übergeht. Das Rumpfflächenrelief vertritt auch hier bei der Besprechung der Tektonik herrlich das Leitgestein. Auf der Skizze ist unter der Bezeichnung NE der unverhältnismäßig hohe Kegel des Lóczy-Berges sehr gut zu erkennen, ebenso wie der Umstand, daß sich das davor befindliche Peneplain hoch gegen ihn hin erstreckt.

Es ist die Frage, ob solche Mulden im Tienschan, ja in den mittelasiatischen Gebirgen überhaupt, die Überreste der gleichzeitig mit dem Relief entstandenen Täler sind oder nicht. Oder ob sie in Verbindung mit der großen epirogenen Hebung entstandene tektonische Krümmungen darstellen, also Synklinalen sind? Oder aber ob sie vielleicht während der gewiß langen geologischen Zeitspanne der Ausgestaltung des peneplainen Reliefs entstandene Senkungen sind, die durch die weitere Ausbildung der Rumpffläche noch genügend ausgeglichen werden konnten. Der am klarsten zu erkennende tektonische Vorgang ist zweifellos der letztere, was aber gar nicht ausschließt, daß die anlässlich der spättertiären epirogenen Hebung sehr hoch gehobene Erdrinde auch anderen Veränderungen unterworfen war, so daß sie sich in eine gitterige Faltung wandelte, die dem Bild einer auf ein Gitter gelegten Leintuches entspricht. Daß sich eine derartige Mulde schon von Haus aus als Tal ausbildet, muß ich als eine von der Wahrheit ziemlich entfernte Idee betrachten, nachdem eine Höhendifferenz des Hanges von 1000 m auf 10 km zur Ausbildung der glattpolierten gleichmäßig ebenen Uoberfläche etwas zuviel ist.

In den mir bekannten Teilen des Tienschan steht die Schollenstruktur vom mittleren Karbon angefangen überall in den Vordergrund. Mögen die von der Bedeckung durch die Hanhaischichten befreiten Felder des Rumpfflächenreliefs noch so scharf und frisch erscheinen, müssen wir doch fast in jedem Einzelfall feststellen, daß die Flächen der Felder und Srte nicht ganz zusammenpassen.

Im Gegenteil: das Relief zerbrach zuerst schachbrettartig, die Schachfelder kippten ungleichmäßig und sackten stellenweise ein. Dies geschah zu den verschiedensten Zeiten. Einige derart entstandene Oberflächenstufen hat der Prozeß der Reliefgestaltung wider eingeebnet. Die ältesten derartigen Stufen entstanden schon, wie mehrere meiner Angaben bestätigen, zur Zeit der Ablagerung der Angaraschichten. Doch befinden sich auch ganz junge darunter, diluviale, wie eben hier auf der Karatasch-Hochebene auch. Die Abbildung 22 meiner glaziologischen Abhandlung (16) zeigt ebenfalls ein peneplaines Relief, das in derartige diluviale Stufen gegliedert ist. Die Zeitbestimmung ist in Anbetracht der Umstände ziemlich genau. Es steht nämlich fest, daß der Naringletscher das Karatasch-Plateau zur Zeit der älteren Akkijavereisung bedeckte. Dieser riesige Gletscher hätte die heutigen Stufen der Hochebene nicht geduldet. Die Hochfläche ist übersät mit den Spuren und Überresten seiner Grundmoränen. Die Höhe der Srt-Überreste ist aber heute so verschieden, daß an vielen Orten die gegenüberstehenden Wände der Schluchten nicht zusammenpassen. Dieser Zustand konnte erst nach der Akkijaperiode eingetreten sein.

Die Karatasch-Hochebene hat im übrigen das zur Zeit der Akkijaperiode bestandene Relief der Talsohle des Großen Narin bewahrt, wenn es auch nachträglich ein wenig deformiert und zerbrochen wurde. Das Karatasch Plateau wurde zum Überrest der Akkija-Sohle, indem diese Hochebene östlich und westlich des Karatasch einsank. Die östliche Senke kann auch älter gewesen sein, als der Akkija-Zustand. In diesem Falle mußte sie von dem Akkijagletscher und seinen Moränen ausgefüllt werden. Während und nach dem Rückzug des Akkijagletschers erfolgte die Leerung des östlichen Haupttales und das Ausschleifen der tiefen Schluchtentäler der Karatasch Hochebene, mit, oder ohne Grabensenkung. Die westliche Senke ist ganz bestimmt spätdiluvialen Alters. Sie wird später besprochen werden. Das Karatasch-Plateau bildet so einen breiten Damm im Narin-Tal, den der Fluß durchsägt hat.

Der Wunsch zum Vergleich des nördlichen und südlichen Vorfeldes des Djitim Tau liegt auf der Hand. In der Tat ist das Bild des Kleinen Narin Srt dem der Karatasch Hochebene nahe verwandt, obwohl der Umstand, daß das Peneplain des Kleinen Narin Srt durch Verwitterung der Granitscholle entstand, während das Karatasch-Plateau aus einer oberkarbonischen Kalksteintafel stammt, einen wesentlichen Unterschied bedeutet. Auch das ist eigenartig, daß sich im Kleinen Narin sowohl im Osten,

als auch im Westen die Hanhaischichten auf den Bergkuppen in großer Höhe befinden, während auf der Karatsch Hochebene tiefere Stufen von zwei großen Tafeln bedeckt werden. Die Abbildung 52 meiner glaziologischen Arbeit (16) zeigt das Bild der am Beginn dieses Kapitels beschriebenen Landschaft, die zerbrochenen Überreste des Rumpfflächenreliefs. Im Karagaman-Tal sind die beiden Fünftausender des russischen Kartographen sichtbar, sowie der ansonsten gleichmäßig hohe Grat des Terskej-Ala-Tau. Weiter rechts und links vom Karagaman die Hochberge der beiden Granitschollen und — in der Richtung des Burkhan — die

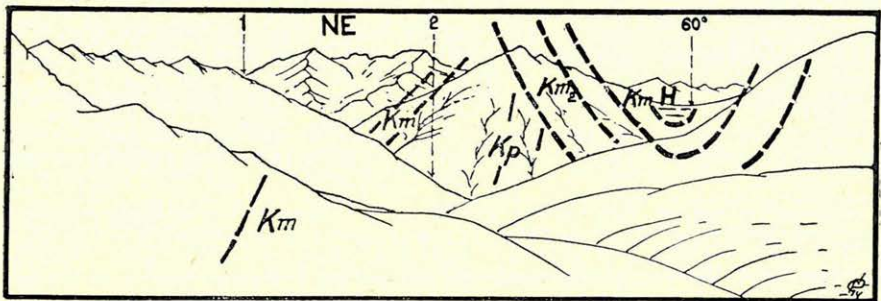


Abb. 96. Tektonik des Djakbolot Passes (1) und des Kisil-Bel (60°). Kp = Schwarzer metamorpher Tonschiefer. Km 2 = Weißaderiger dunkler Kalksteinschiefer, Km = Weißaderiger dichter Kalkstein, H = Rote Kalksteinbreccie. Aussicht vom Bergsattel oberhalb der Mündungen des Orto-Artschalu und des Basch-Artschalu. (2800 m).

Senke, aus der die kleinen Kronen der Trümmer der eingesunkenen Schollen gleich Ruinen emporragen. Was im Norden fehlt, ist der mächtige Graben des Großen Narin Flusses.

Nun gehe ich zur eingehenden Beschreibung des geologischen Bildes der Karatasch-Hochebene, aus dem die diluvialen Bildungen selbstverständlich fehlen, über. (Siehe 16.) Drei km vom Schiefergrat des Keng-Passes (5890 m) entfernt befindet sich eine Verwerfung. Hier lehnt sich ein reguläres Kalksteingewölbe, an die stark gepreßte Faltung der Schiefer. Auf dem Kamm der zwischen dem Djakbolot-Tal und dem Bach des Keng-Passes (Kisil-Bel), liegt in einer Höhe von 5550 m rote Kalksteinbreccie. Die W-NW-lich streichende Falte in deren Synklinale die Kalksteinbreccie liegt, besteht in ihrem Inneren aus schwarzem Tonschiefer, der von weißaderigem dunkelgrauen unterkarbonischen Kalksteinschiefer überlagert wird, auf dem kalkspataderiger massiver Kalkstein liegt. Dieses Gestein mag sehr mächtig sein, weil seine hier

lotrecht, weiter entfernt steil gegen S einfallenden Bänke an den Bergwänden weithin gegen Westen sichtbar sind. (Abb. 96.). In der Nähe des Kasil-Bel befindet sich ein hoher, felsiger roter kegelförmiger Berg, der die ursprüngliche Mächtigkeit der Hanhai-schichten zeigt, sowie die Tatsache, daß die beiden auf unserer Karte sichtbaren Flecken nur sehr dünne Überbleibsel der Hanhai-decke bilden. Das Bild der über die schwarzen Tonschiefer gelaagerten unterkarbonischen Synklinale ist auf der Abb. 97 zu sehen. Hier ist auch jene bedeutende in scharfem Winkel zur Achse der Faltung entstandene und durch Pfeile bezeichnete Verwerfung zu

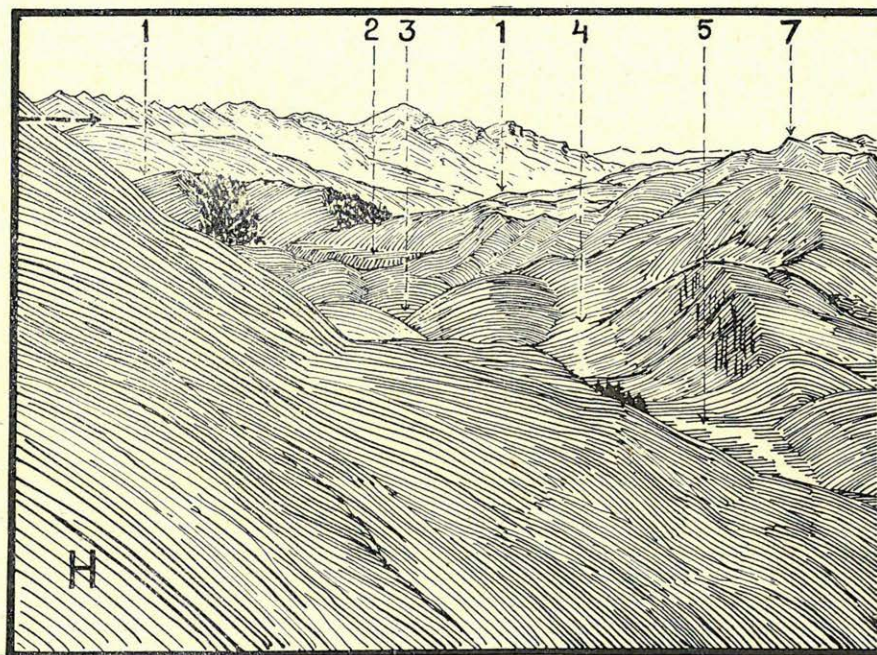
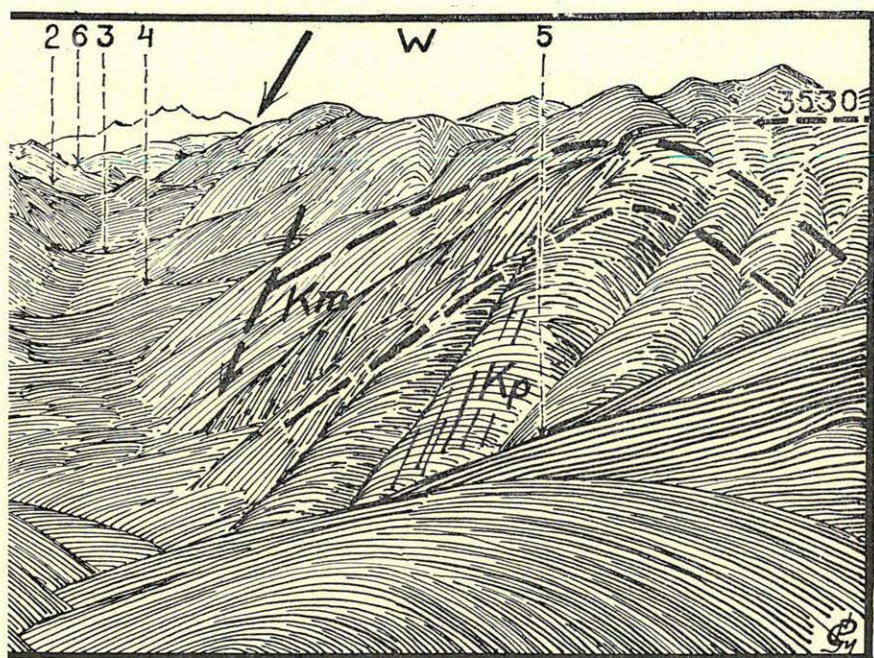


Abb. 97. Aussicht vom Kasil-Bel (5550 m) auf die Gegend des Karatasch. 1—1. Großer Narin Fluß, 2—2. Tschet-Artschalu, 3—3. Orto-Artschalu, 4—4. Basch Artschalu, 5—5. Djakbolot, 6. Ardakte, 7. Artschalu-Berg, der Aussichtspunkt der Abb. 99.

sehen, auf deren Einwirkung hin entlang der südlichen Fußlinie des Djitim-Tau ein langer Graben entstanden ist. Das Karatasch-plateau wird auch in formalem Sinne durch diesen Graben von der Bergkette des Djitim-Tau getrennt.

Südlich des roten Berges bedeckt auf eine Entfernung von 7 km soweit ich dies sehen konnte, durchwegs kalkiger, stellenweise konglomerathaltiger roter Sandstein eine hügelige Hochebene, rich-

tiger Meza, ein Hochtal. (Gestein No. 52.) Dieses Hochtal ist eine gegen S gekippte Tafel. Vor der südlichen Verwerfung des Hochtales befindet sich eine lange Kalksteinwand. Während der von rotem Sandstein bedeckte Südrand der Tafel ungefähr 3500 m hoch ist, reicht die davor befindliche Kalksteinwand mindestens bis 5500 m hinauf. Die Kalksteinwand wird gegen Westen zu sehends niedriger, bis sie schließlich ganz verflacht. Wegen ihr fließt der Bach Dangi 7 km lang in einem durch die Kalksteinwand verursachten geraden starren Tal gegen Westen, wobei er den Fuß der Wand bespült. Der Punkt bei dem ich die Wand an



der Südseite bestieg, lag 3400 m hoch. Der Nordrand der Dangischlucht, von wo aus ich die Abb. 98 gezeichnet habe, liegt 5290 m hoch. Das rote Hochtal, das auf der Abbildung sichtbar ist, spricht auch mit seiner Breite (7 km) dafür, daß das Djitim Tau entlang der einander im spitzen Winkel schneidenden, im allgemeinen W-SW-lichen Verwerfungen stufig abgerissen ist, so daß zwischen den Stufen lange Gräben entstanden sind. Der Graben des Dangi ist vom Kamm aus gezählt der zweite.

Die Sandsteine des nördlich vom Dangigraben befindlichen Hochtales liegen natürlich nicht horizontal. Dies ist auch schon wegen der Zerstückelung unmöglich. Sie fallen im allgemeinen in

größerem oder geringerem Masse gegen S ein. Der Kalkstein der davor stehenden Dangi-Wand ist der dickbankige Kalkstein des Atbaschi, dessen Schichten hier mit einer auffallenden Regelmäßigkeit lotrecht gestellt wurden. Doch ist die Kalksteinwand an der Südseite nicht so steil. Sie stellt den nördlichen aufgebördelten Rand der Großen Narin-Mulde dar. Zwischen ihr und dem Hauptkamm des Djitim Tau liegen die früher erwähnten grabenartigen Stufensenkungen, die das Rumpfflächenrelief hier vernichtenden Einbrüche.

Der Kalksteinhorizont des Dangi ist selbst ebenfalls, wenn

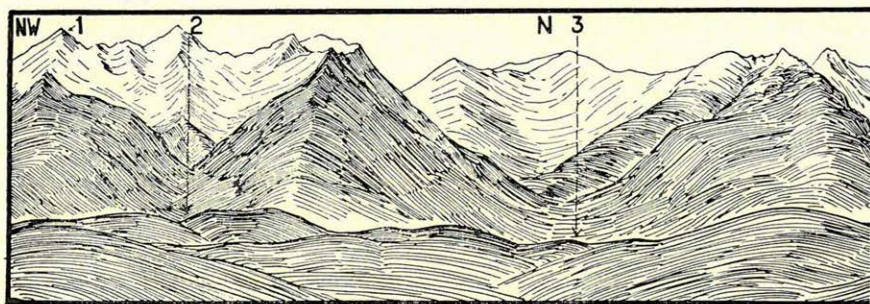
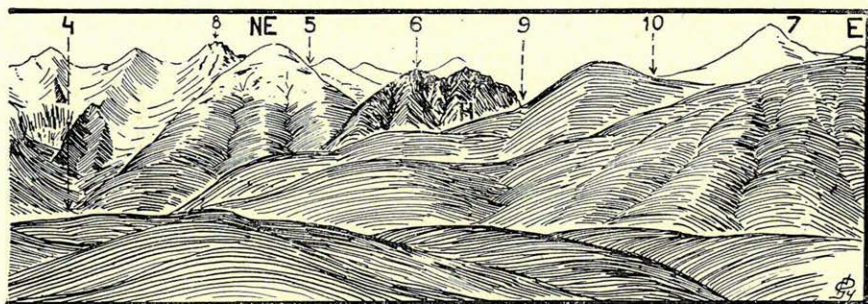


Abb. 98. Das Djakbolot-Baschi von dem 5290 m hohen Punkt des zwischen dem Djakbolot und Dangi gelegenen Plateaus. 1. Die Spitze No. 15 der Abb. 95, 2—5. Basch-Artschalu-Täler, 4—5. Basch-Djakbolot Täler. Die Pfeile 2—4. bezeichnen das Bett des Djakbolot, 5. Djakbolot-Paß, 6. Roter Berg (No. 14 der Abb. 95) neben dem Ksil-Bel, 7. Der Berg No. 15. der Abb. 95. 8. Berg in d. Richt 10 der Abb. 95., 9. Ksil-Bel, 10. Keng-Paß.

auch in geringerem Masse zerbrochen. Die charakteristischsten Antlitzzüge sind aber Folgerscheinungen von Verkarstung. Es befindet sich ein kleines Karstbecken auf ihm, dessen Sohle ich mit 2580 m gemessen habe. Bevor der Djakobolot-Bach den Narin erreicht, durchteilt er dieses kleine kesselartige Becken so, daß er aus einer tiefen Schlucht hier eintritt und es in einer ebensolchen Schlucht wieder verläßt. Der Dangi gelangt hingegen anscheinend durch die Spalte einer eingebrochenen Höhle der früher beschriebenen Kalksteinwand in den Narin, den er in der Tiefe einer 400 m tiefen wilden Schlucht versteckt, erreicht. Die Schlucht des Dangi ist 8 km lang und ein fast ganz gerader Felsgang. In der Dangi-Wand dürften aber auch sonst noch viele Höhlen vorhanden sein, nachdem auch der Berg der Abb. 108. der eine Gipfel der Wand unverkennbar auf eine eingestürzte Höhle deutet. Auch die mit NE und 12 bezeichneten Klüfte der Abb. 95 sind derartige eingestürzte

Höhlen. Die Abb. 100 zeigt eine Partie der Dangischlucht, von der Durchbruchstelle der Kalksteinwand aus gesehen. Die karstige Rumpfflächenmulde ist 2—4 km nördlich des Narin am tiefsten. Entlang dieser Linie befindet sich ein augenfälliges Hochland, aus dem sich der Rumpfflächenhorizont sowohl gegen Norden als auch gegen Süden erhebt. Der Narin ist in den südlichen ansteigenden Teil eingeschnitten. Man kann nichts anderes annehmen, als daß das Hochtal samt den früher aufgezählten Verwerfungen in einer sehr späten erdgeschichtlichen Epoche entstanden ist, vielleicht im Diluvium, wobei in der Verdrängung des Narin nach Süden die



Anfüllung mit Hanhaischichten oder Akkijamoränen auch eine Rolle, vielleicht sogar die Hauptrolle gespielt hat.

Das Karataschhochland erlitt neben seinem Kalksteingebiet im Westen eine starke Zerstückelung und eine stärkere lotrechte Dislokation. Es befindet sich also hier ein scholligeres Gebiet. Dies ist das Ardakte-Hochtal. Hier tritt der Narin unter einer tollkühn gefügten Kirgisenbrücke (2580 m) in die wilde Karatasch („Schwarzstein“) genannte Porphyr Schlucht ein. Unmittelbar neben der Schlucht befindet sich der 2860 m hohe Artschalu-Berg, auf dem ich die Abb. 95 gezeichnet habe. Dieser Berg ist samt der Umgebung der Brücke eine glimmerige Sandschieferscholle (Gestein No. 31. d.), die unter Winkelabweichung von rot verwitterndem, leicht tonigem, dunkelgrauem kalkaderigem unterkarbonischen Kalkstein (No. 30.) überlagert wird.

14. Das Nura-Tau.

Das Djitim-Tau und das Nura-Tau sind jene beiden Ketten-Schollengebirge, die sozusagen die beiden Torpfosten des großen Tores des Kleinen Narin bilden. Die orographische Gestalt verrät

schon an sich, daß dieses Tor des Kleinen Narin in einer Grabensenke entstand. Aus großer Entfernung ist es sichtbar, das die erwähnten Ketten-Schollengebirge zwischen ihren ziemlich gleichmäßig hohen Kämmen die mit Nischengletschern besetzt sind, eine mindestens 5 km breite Lücke besitzen, die mit roten Hanhai-schichten angefüllt ist. Das Kleine Narin ist eine Quersenke, nachdem sie die einheitliche Grundgebirgsfaltung zerschneidet. Die Rumpffläche wird von ihr so zerteilt, daß ihr 20 km langer Graben sich im Norden unter das Kleine Narin Srt senkt, während es im Osten das Karatsch-Plateau entlang der Ardakte-Bruchlinie

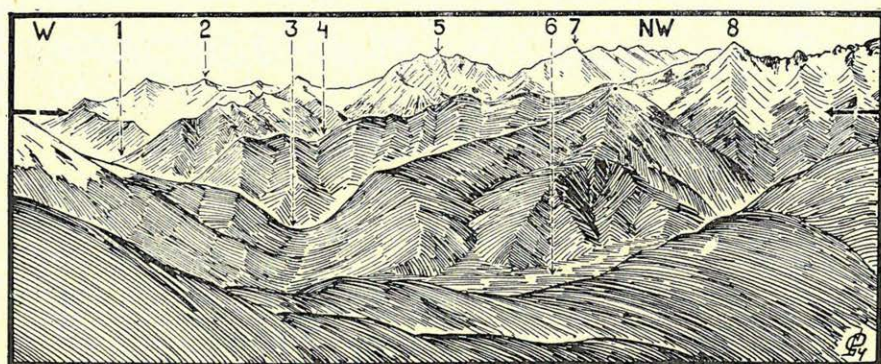


Abb. 99. Aussicht vom Artschalu-Berg (5520 m) auf das Westende des Djitim-Tau. 1. Tal des Kleinen Narin, 2. Nura-Tau, 5. Paß aus dem Tschet-Artschalu in das Ardakte-Tal, 4. Tschirpakta-Tal, 5. Berg No. 17 der Abb. 95, 6. Tschet Artschalu-Tal, 7. Berg No. 18. der Abb. 95., 8. Berg No. 19. der Abb. 95.

abschneidet. Sowohl das Kleine Narin Srt, als auch die Karatasch-Hochebene erscheinen über ihr als hohe Stufen. Das Südende der Kleinen Narin-Grabensenke ist heute unterhalb der Porphyrmassse des Karatasch 2500 m hoch. Der tiefste Punkt der großen Rumpfflächenmulde befindet sich in der Nähe dieses Punktes und mißt 2750 m. Das neogene Tal des Großen Narin erreicht also diese Grabensenke so, daß es aus einer Höhe von 400 m auf sie herab-blickt. Dieser Höhenunterschied ist nicht eine Folge der Übertiefung des Tales. Davon konnte bei der viel größeren Wassermasse und dem stärkeren Gefälle des Großen Narin keine Rede sein. Sie ist eine Folge der Senkung des Grabens.

Der große Narin und der Burkhan-Kleine Narin hielten mit der Senkung schritt und erodierten sich ihre Schluchten, was auf das große Alter der Senke deutet. Der Gletscher der Akkijaperiode

hat zwar die Senke bis an die Schultern mit Eis angefüllt, obwohl das in ihrem Antlitz nicht klar zum Ausdruck gelangt. Das Antlitz des Landschaftsbildes wird durch rote Sandsteinhügel und gelbe Trümmerfelder — eine richtige Badland-Formation — be-

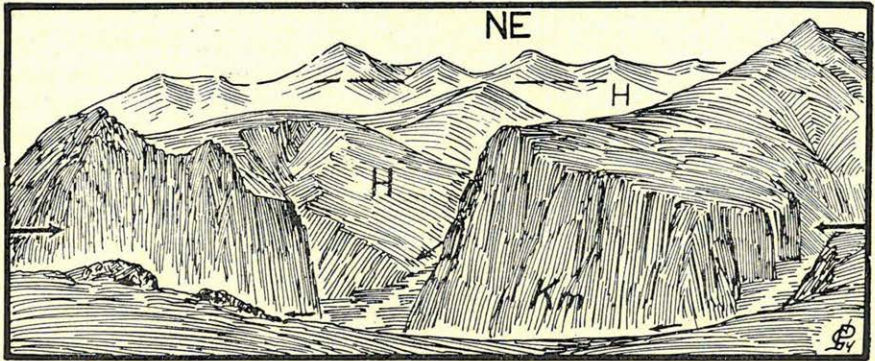


Abb. 100. Die verkarsteten Schluchten des Dangi vom 3400 m hohen Punkt. Die Sohle der Schlucht liegt unterhalb des Aussichtspunktes 3290 m hoch. Im Vordergrund der lotrecht stehende Karbonkalkstein (Km), im Hintergrund horizontaler roter Sandstein. (H).

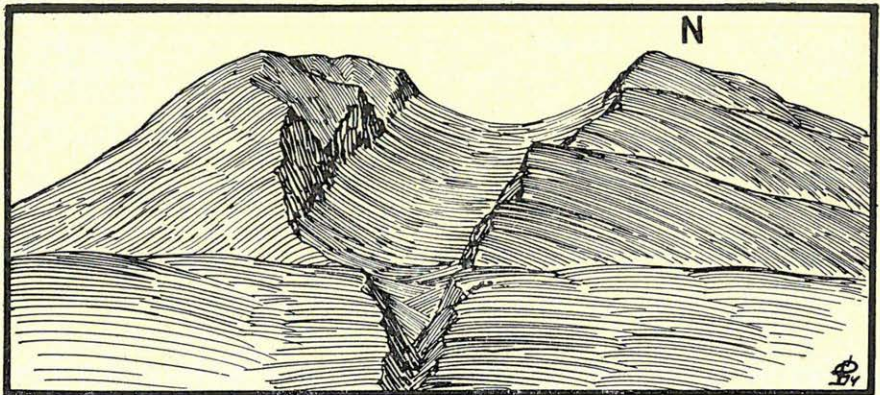


Abb. 101. Der „Zersprungene Berg“ auf dem Kalksteinplateau des Dangi, ung. 5100 m hoch. Eingestürzte Karst-Höhle. Aussichtspunkt der 2750 m hohe Punkt des Plateaus, dessen oberer Rand 3400 m hoch ist.

stimmt. Dies deutet darauf hin, daß die Senkung auch im Diluvium andauerte. Beide Fälle sind möglich. Wenn ein Gletscher über Badland fließt und nur geringes Gefälle besitzt, verschmelzen ihre zurückgelassenen Moränen mit dem Badland.

Das Große Narin Becken, das in einer späteren Abhandlung besprochen werden wird, nimmt im Osten mit der Grabensenke des Kleinen Narin seinen Anfang. Der Große Narin (der hier schon mit dem Kleinen-Narin vereinigt ist) fließt von der Ardakte-Bruchlinie angefangen auf der die Fußlinie des Alamischi-Tau bildenden großen Bruchlinie entlang der südlichen Grenzlinie eines schon eine Bucht des großen Narin Beckens bildenden roten Beckens. Es ist gewiß, daß das Nura Becken und die Karatasch den Nura-Täler seinen Hauptteil bilden. Die Grabensenke des Kleinen Narin bildet die Ostgrenze und gleichzeitig einen Teil des Nura

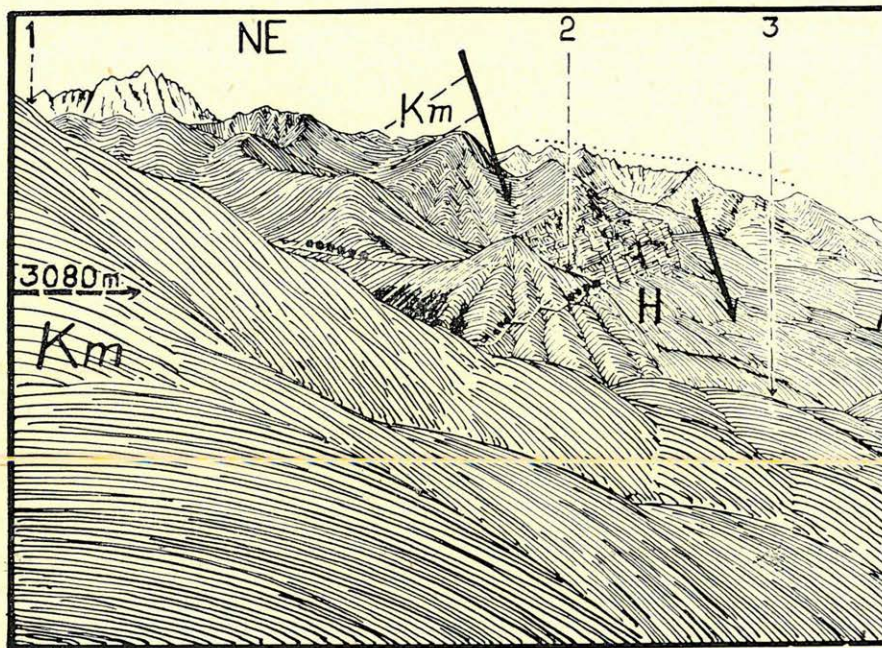
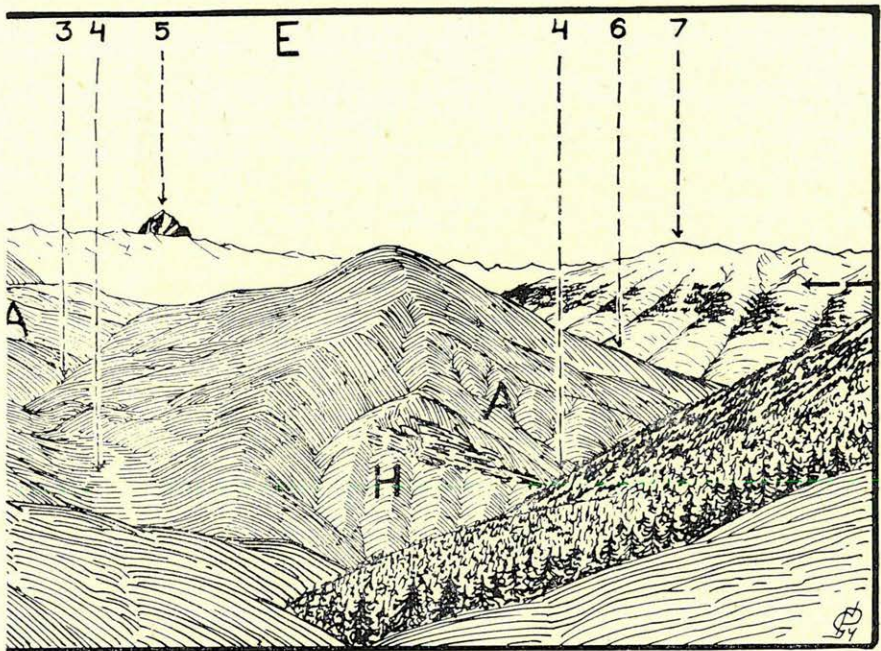


Abb. 102. Der Südabhang des Nura-Tau vom Itschke-Paß. (5080 m).
 1. Nura-Paß 5890 m, 2. Aussichtspunkt der Fig. 55 der Lit. Abh. 10., 3—5. Orto-Nura-Tal, 4—4. Tschet-Nura-Tal, 5. Lóczy-Berg, 6. Großes Narin-Tal, 7. Alamischi-Tau. Km = Dolomitenkalk (Oberkarbon). H = Rotes Hanhai-Konglomerat. A = Artisch-Sandstein und Schotter (Pliozän ?).

Beckens. Es ist gewiß, daß das Nura Becken und die Karatasch Hochebene miteinander in enger Verbindung stehen. Das vor den Keng und Djakobolot-Pässen befindliche Kisil-Bel und dessen ungefähr 5800 m hoher roter Berg verraten, wie hoch die Hanhaischichten die Karataschgegend eingefüllt haben. An der Südseite des Nura-Tau liegen die Hanhaischichten des Nurabeckens

ebenfalls in beträchtlicher Höhe. Während indessen die Hanhaischichten auf der Karatasch-Hochebene das Hangende der Rumpffläche bilden, von der sie zum Großteil oder, — mit Ausnahme der durch die Dangi Tafel, die einen verhältnismäßig geringen Überrest darstellt — sogar ganz abgetragen wurden, so daß diese jetzt nackt zu Tage liegt, ist das gleiche Rumpfflächenrelief in der Tiefe des Nurabeckens vollkommen verschwunden. Die vertikale Dislokation des Nura-Beckens muß, wenn wir sie mit dem tiefsten Punkt des gebogenen Reliefs der Karatasch-Hochebene vergleichen, mit mindestens 1000 m geschätzt werden. So hoch waren also diese



Stufen, die im Narintal infolge der tertiären Senkungen entstanden sind. In der tiefen Senke des Nurabeckens haben große Massen der Hanhaischichten vor der Abtragung sich gerettet. Daher ist das Nura-Becken heute eines der roten Becken des Tienschan.

Die Breite des Nurabeckens beträgt, im Tal des Tschet-Nura gemessen 18 km. Aus dem Itschke-Tal führt in einer Entfernung von 12 km vom Narin ein 3080 m hoher Paß in das Tal des Tschet-Nura. Dieser Paß befindet sich in der NW-Ecke des Nurabeckens. An der Nordseite befinden sich hier kalkige Dolomitberge (Gestein No. 2.— 151), deren Schichten mit 60° gegen N einfallen. Dieses Gestein ist eines der oberkarbonischen Transgressionschichten. Der

südlich des Passes liegende Hügel besteht indessen aus rotem Hanhaisandstein. Der Dolomit zeigt gegen W eine gleichmäßig ung. 3200 m hohe Berglehne. Der Rand des Dolomits auf der äußersten Verwerfung des Nura-Tau liegt. Das Narin-Becken hier schon recht breit ist. Im Vordergrund sind noch beträchtliche Berge und Hügel zu sehen, doch bestehen diese durchwegs nur mehr aus Schotter. Sie sind aus einer bunt wechselnden Sedimentreihe von grauem und lichtgelbem Schotter, Sand und Ton aufgebaut. Die Forscher Mittelasiens nennen diese Schichten im allgemeinen Artisch-Schichten. Den Namen erhalten sie von den in der Umgebung von Kaschgar, bei Artisch gefundenen Ablagerungen. Sie sind Bildungen der nach der mittelasiatischen roten Wüstenperiode eingetretenen diluvialen schon dem humiden Klima zuneigenden Eiszeit. Sie bedeckten die roten Hügel und Schollen des Nurabeckens in großer Mächtigkeit, mindestens bis zur Schichtenlinie 3000 m. Einen prächtigen Aufschluß dieser grauen Artisch-Schichten werde ich in dem Abschnitt über das Narin Becken in einer späteren Abhandlung beschreiben. An dieser Stelle muß ich feststellen, daß sich der Westrand des Nurabeckens hier befindet. Die letzte Wand der Hanhaischichten zieht sich in südlicher Richtung von dem Itschke-Tschetnura Paß dahin. Sie wird im Westen von einer Verwerfung begrenzt. Hier befindet sich eine neuerliche mächtige Senke des Narinbeckens, doch bedeutet diese schon das Narinbecken selbst. Die gegen die Verwerfung zu immer mehr abnehmenden Artisch-Schotter ähneln den verwaschenen Überresten eines großen Schuttfeldes. Wir müssen wissen, daß sich an dieser Stelle die unterste, bekannte bzw. bisher gefundenen Stirnmoräne der Narin des Akkija Eiszeit, vor uns befindet. Auf dem oben erwähnten Itschke-Paß habe ich die Abb. 102 gezeichnet, die den Nordrand des Nurabeckens zeigt. Weiters ist auf diese Skizze das starke Gefälle gegen Süden der Rumpffläche des Nura Tau das fast ein Spiegelbild der ähnlichen Oberfläche des Alamischi-Tau bildet, sowie die Verwerfungen des Nura Beckens zu sehen.

Der Hauptkamm des Nura-Tau ist eine verhältnismäßig schmale, aus der unterkarbonischen Faltung gerissene Scholle, doch ist die Grundgebirgsfaltung zweifellos durch die wegen seiner großen Höhe erfolgten Abtragung der oberkarbonischen Decke erschlossen worden. Es ist bekannt, daß die Kalkschiefer in den oberen Horizonten der Schiefergruppe eine zunehmende Bedeutung erlangen. Wo diese und die ebenfalls unterkarbonischen gefalteten Kalksteine in größeren Mengen vorkommen, habe ich dies auf den Profilen durch dichtere Schraffierung des einer Ziegelwand ähneln-

den Zeichens besonders hervorgehoben und von den Tafeln der mittel-oberkarbonischen Transgression unterschieden. In Aufbau des Nura-Tau spielt neben großen Massen des von Granodiorit (No. 2—154) durchbrochenen Amphibolbiotitgranits die stark kalkschieferige obere Gruppe des Grundgebirges an erster Stelle. In der Schiefergruppe sind hauptsächlich schwarzer Tonschiefer, hämatithältiger Magnetitschiefer (No. 2—156), sowie grünlichgraue Glimmerschiefer in großer Menge vertreten. Es fiel mir auf, daß sich im Südtal des Nurapasses keine ausgesprochene Streichrichtung ausgebildet hat. Die schwarzen Tonschiefer und Kalkstein-

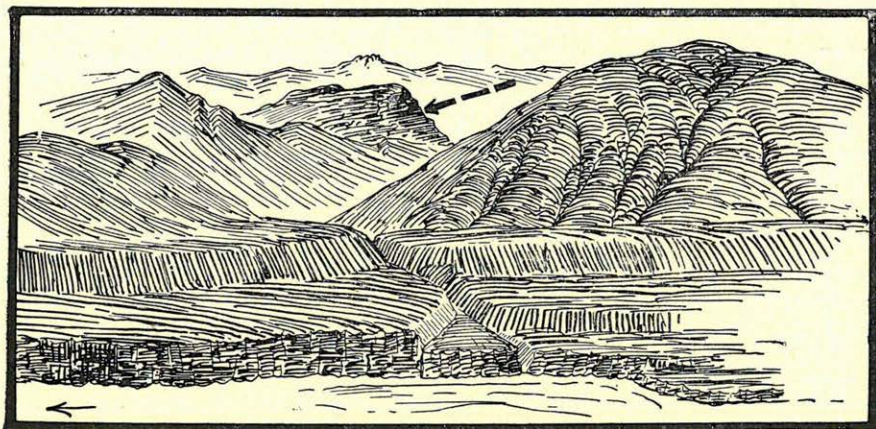


Abb. 105. Die Terrassen des Tschet-Nura Nebentales des Großen Narin. Der Pfeil bezeichnet das Einfallen des roten Hanhaikonglomerates. Rings herum bestehen die Hügel aus Artisch-Schichten. Im Hintergrund das Nura-Tau.

schiefer sind hier in ganz kleine Schollen zerbrochen. Jede Scholle hat natürlich eine andere Streichrichtung. Dieser Zustand muß mit dem Einsinken des Narinbeckens erklärt werden. Das Nura-Tau ist eine Seitenwand dieses Beckens. Im südlichen Tal befindet sich kein Granit.

An der Nordseite jenseits des 3890 m hohen Nura Passes und jenseits des von 4500 m hohen vereisten Spitzen gekrönten fast geradlinigen Hauptkammes entwickelt sich die O-W-liche Streichrichtung. Lauter parallele Brüche in lotrecht gepreßter Faltung. Der Karn der Faltung besteht aus Granit, doch baut dieser auch hier nicht den Hauptkamm auf. Die vielen spitzenartigen Türme des Hauptkammes verraten mit ihrer schwarzen Farbe die Schiefer schon aus großer Entfernung (16. Abb. 28.). Der Granit stellt eine unter dem Hauptkamm im Norden breite, noch mehr lange Masse dar, auf deren Rücken die abgebrochenen und ver-

bogenen Stücke des peneplainen Reliefs sitzen. Der Kokturpak-Tschitschardin-Graben, der die genaue Verlängerung der Dschelangatsch-Bruchlinie bildet, ist die nördliche Fußlinie des Nura-Tau. Dieser Graben hat den Granit in seiner Tiefe erschlossen. Er war noch im Diluvium bis zum Rand von roten Hanhaischichten ausgefüllt. Zwischen den Tälern Kokturpak und Tschitschardin ist dieser Sandstein in einer breiten Tafel übriggeblieben. Heute beträgt die Paßhöhe des auf ihr befindlichen Bajbitsche-Bel Passes 3510 m, doch sind gegen Norden noch in einer Höhe von 3800 m die dicken roten Sandsteinbänke zu sehen. Die verwitterten Sandsteinpilze und gefurchten Wände bilden ein malerisches Bild der Bergwände. (Abb. 104).

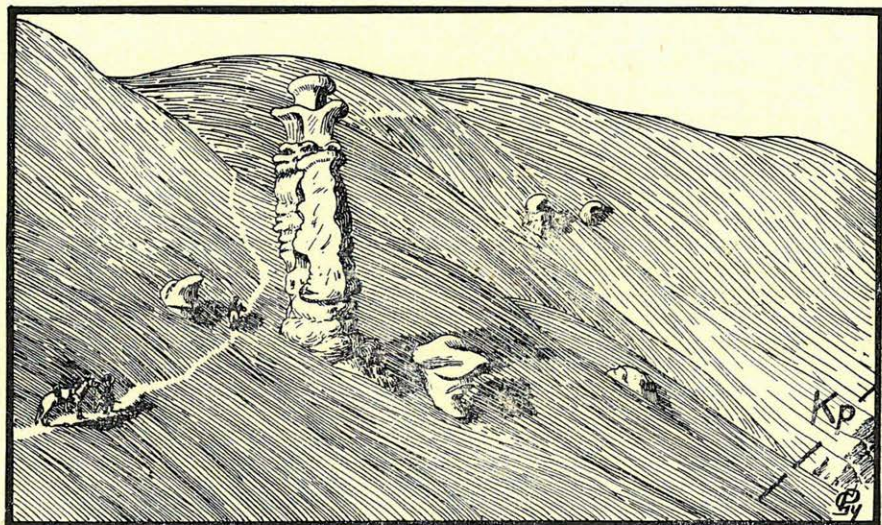


Abb. 104. Bajbitsche-Tasch. Rote Sandsteinpilze am oberen Ende des Tschitschardin Tales, unterhalb des Bajbitsche Bel. Rechts im Tschitschardin-Tal schwarzer hämatitführender Magnetitschiefer (Kp), darüber 2–500 m mächtiger roter Sandstein.

Das Bild der Täler Kokturpak und Tschitschardin, besonders die Überreste des prädiluvialen Reliefs, habe ich schon in Zeichnungen mitgeteilt (16. Abb. 27, 29 und 31.). Der heutige tiefe Talgraben, die in das sanft abfallende alte Relief gegrabenen Schluchten und Kannons sind erst seit der zweiten Hälfte des Diluviums entstanden, während das Zerbrechen und die Zerstückelung des mit rotem Sandstein bedeckten Rumpfflächenhorizontes, sein Einsinken, die Verwerfungen, die die Linien des Talsystems bestimmten, ebenfalls erst zu Ende des Tertiär entstanden sind.

Nördlich des Kokturpak-Tschitschardin Grabens befindet sich ein 7—8 km breites Hochtal, das nur um einige hundert Meter niedriger ist als das Nura-Tau. Wäre es nicht ebenso — allerdings in geringerem, jedoch auf sein Antlitz stark auswirkendem Masse — von einem Zerbrecben betroffen worden, würde sich heute an dieser Stelle eine ebensolche Srt-Hochebene befinden, wie das Törpu-Srt des Saridschas. So ist aber seine Oberfläche voller gekippter Hochplateaus und zersprungener Felswände (16. Abb. 29.). Ich habe beobachtet, daß sich gegen den Kleinen Narin zu geradezu Plateaus erstrecken (16. Abb. 31). Meine Kirgisen

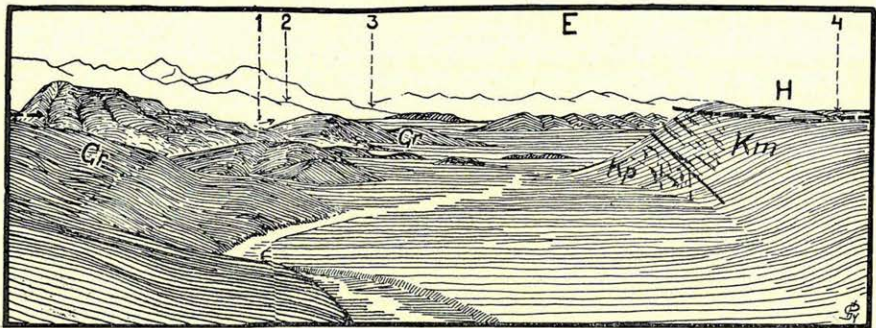


Abb. 105. Aussicht vom Tepschi-Bel (5500 m) auf das Dschele-Tübe-Tal. 1. Karasas-Tal, 2. Karagaman-Tal, Aussichtspunkt der Abb. 3 der Taf. V. 3. Burkhan-Tal, 4. Tschitschardin-Srt. Gr = Granit, Kp = grünlichgrauer Fillit, Km = grauer bankiger Atbaschikalkstein.

nannten zwei Pfade, die ein bequemes Passieren dieses Hochtales ermöglichen. Der eine führt den nicht eben appetitlichen Namen Butschuk, der andere, den ich beschritt, heißt Kum-Bel. (Sandrücken). Letzterer ist 3940 m hoch, doch sind die Täler auch nicht tief. Das südliche ist 3650 m, das nördliche 3200 m hoch. Der peneplaine Horizont des Kum-Bel-Rückens ist gegen Süden gekippt. Im Norden befindet sich eine tiefe Grabensenke darunter. Eigenartig ist noch, daß sich der aus gepreßten Schiefen (Hämatithältiger Magnetitschiefer No. 2—156) aufgebaute Rücken, der eine abgeschorene Oberfläche besitzt, gegen Osten zu senkt. Ich muß annehmen, daß dies entlang nord-südlicher Verwerfungen stufenweise geschah, nachdem ich in einer Entfernung von 17 km gegen Osten auf der Schiefergruppe schon eine dicke oberkarbonische Kalksteintafel aus dickbankigem hellgrauen Atbaschikalkstein antraf. Auf diesem erstreckt sich weithin der rotleuchtende Hanhaisandstein (Abb. 105.). Nördlich unterhalb des Kum-Bel befindet

sich eine Grabensenke, die durch das Tepschi-Bel (3500 m) genannte Hochtal in zwei Teile getrennt wird. Sowohl das sich östlich erstreckende, als auch das gegen Westen verlaufende Tal ist breit und flach, mit darin verstreuten Granitschollen, sowie Senkungen, die durch Hochmooren ausgefüllt sind.

15. Das Alamischi-Tau.

Die Entfernung des hinter Narinskoje liegenden Tscharkaritma-Tales von der Ulan-Mündung beträgt auf meiner Karte, übereinstimmend mit den russischen Aufnahmen 105 km. Zwischen diesen beiden Tälern, sowie den Narin- und Atbaschi-Becken liegt ein aus zerbrochenen oberkarbonischen Tafeln bestehenden Schollengebirge, das unter dem Namen Alamischi-Tau bekannt ist. Die Gestalt dieses Gebirges ähnelt auf der Karte einem ungleichseitigen Dreieck. Aus den starren, Sprüngen im Glas ähnelnden Grenzlinien ist die große tektonische Tafel unschwer zu erkennen. Nicht nur der durch das Narin-Tal gebildete 105 km lange Schenkel, sondern auch der 87 km lange Schenkel, der im Ulan-Tal verläuft, ist gerade. Die dritte, 55 km lange Seite des Tscharkaritma und Atbaschi ist weniger starr, doch weicht auch diese nur wenig von der Geraden ab. Dieses Gebirge habe ich fast zur Gänze umschritten wobei ich einzelne Abschnitte öfters berührte. Dies geschah insbesondere im Jahre 1909, als Narinskoje meine Hauptstation war. Vom Gebirge habe ich ein vollständiges Querprofil aufgenommen, und ging außerdem von Norden in zwei, von Süden in ein Tal hinein. Dies ist natürlich im Verhältnis zu der großen Ausbreitung des Gebirges sehr wenig, doch werden meine Beobachtungen noch durch einige, von den benachbarten Gebirges aus aufgenommene Skizzen, die zur flüchtigen Übersicht ebenfalls einige Angaben beitragen können, unterstützt.

Das Querprofil liegt auf der Linie Karataschbrücke des Narin-Bajbitsche-Bel (3690 m) — Ulan-Tal. Dieser Bajbitsche-Bel darf mit dem gleichnamigen Paß des Nura-Tau nicht verwechselt werden. Ich habe schon erwähnt, daß der Narin 5 km von der Einmündung des südlichen Moldovaschtales an eine Kalksteinwand stößt, von wo er senkrecht zu seiner Hauptrichtung gegen Norden umknickt. Des weiteren habe ich schon erwähnt, daß sich von hier gegen Westen eine bis zur Dangischlucht reichende 16 km lange auffallend regelmäßige Kalksteinmulde befindet, (Oberkarbonischer Atbaschikalk), die durch eine entlang des Dangi verlau-

fende starre Bruchlinie abgeschnitten wird. Es liegt also eine Mulde im Weg des Narin, deren tiefste Linie (oberhalb der Dangimündung) 2960 m hoch liegt. Die Sohle der Narinschlucht liegt hingegen 2450—2500 m hoch. Es ist klar, daß sich diese Schlucht erst nach der Akkija-Vereisung eingegraben hat, oder daß sie erst dann neuerdings zu einem Flußbett wurde, als sich der unter dem Akkijagletscher befindliche Graben wieder ausfüllte. Auch das ist nicht zweifelhaft, daß diese große Mulde ein durch Querbrüche abgetrenntes Stück eines großen alten Tales ist. Daraus, daß die einzelnen Abschnitte des großen Tales so außerordentlich

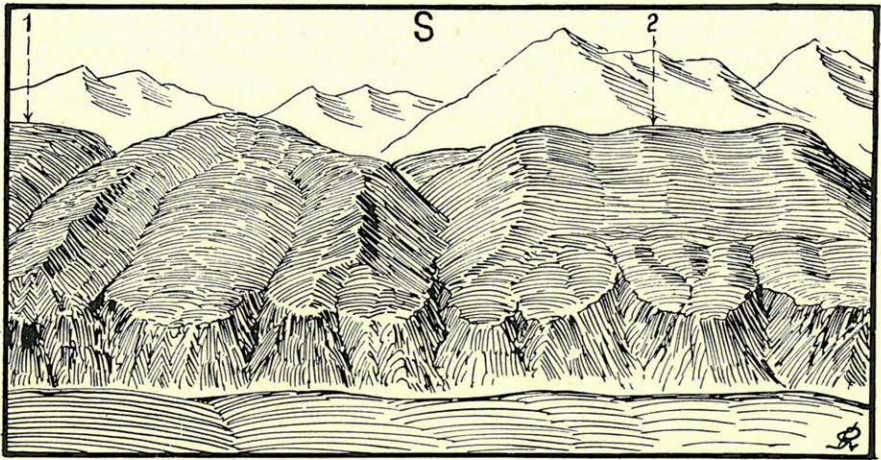


Abb. 106. Nördliche Seitengrat-Typen des Alamischi-Tau von dem Dange-Plateau, in 2960 m Höhe. Das tiefe Tal hinter dem Vordergrund ist das Engtal des Narin. Der Felsenhang ist ein uralter Taltrog, der durch einen Längsgraben des Kaschka-bel (höchster Punkt 3540 m.) von dem noch winter-schneebedecktem Hauptgrat des Alamischi-Tau getrennt wird. 1. Nördlicher Bajbitsche-Tal, 2. Kaschka-Bel.

scharf von einander getrennt sind müssen wir schließen, daß die Stufen nach der Akkija-Periode, also im Diluvium entstanden sind und daß der Narin sowie seine außerordentlich wasserreichen Nebenbäche in ihren Betten die Senkung schon ausgleichen konnten. Die Betten sind gleichmäßig, über ihnen erheben sich die über der epirogenetischen Talsohle liegenden zerschnittenen Teile der Urmulde 300—500 m hoch. Die Abb. 106 zeigt ein Detail aus dem höchsten Abschnitt der Ursohle.

4—5 km südlich der Narinschlucht befindet sich eine parallele Längsgrabensenke an der Seite des Alamischi-Gebirges. Auch diese

ist eine junge tektonische Erscheinung. Sie verläuft parallel zum Naringraben. Durch ihre Entstehung wurde aus der Südseite der früher erwähnten Urmulde ein Vorgebirge des Alamischi-Gebirges, das auf der Abb. 106 scharf zum Ausdruck gelangt. Ich kenne bloß einen kurzen Abschnitt der Grabensenke. 3 km östlich der Karataschbrücke fließt der Kaschka-Bach in den Narin. 13 km von der Brücke der nördliche Bajbitsche. In dem zwischen den beiden Mündungen gelegene 10 km langen Abschnitt befinden sich nur trockene Gräben. (Abb. 106). Hinter dem Vorgebirge verbindet die Grabensenke die beiden Täler in der Weise, daß der 3540 m

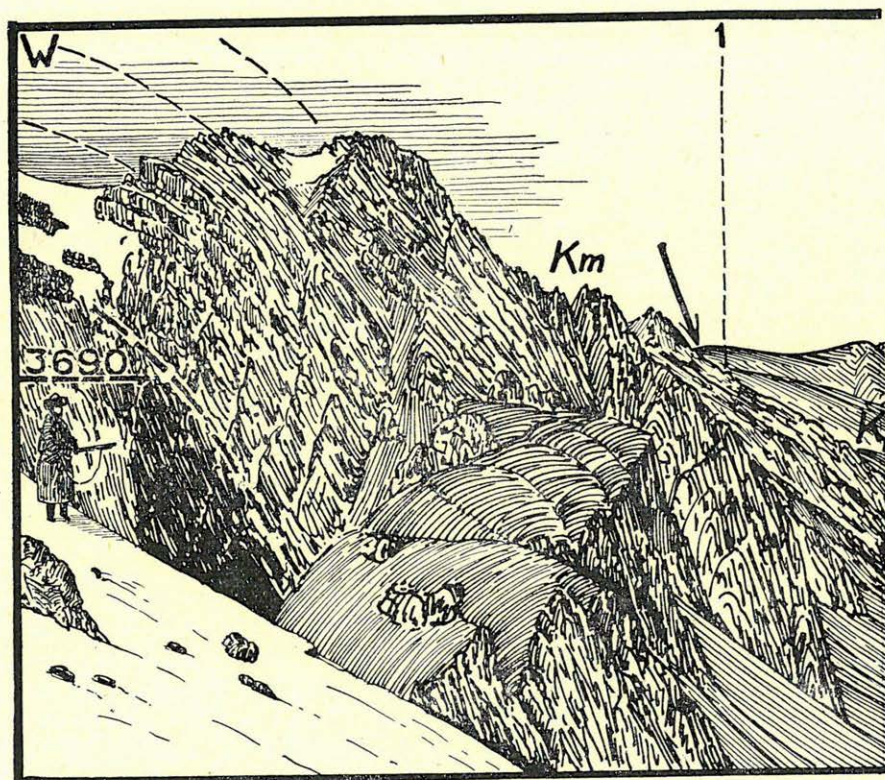
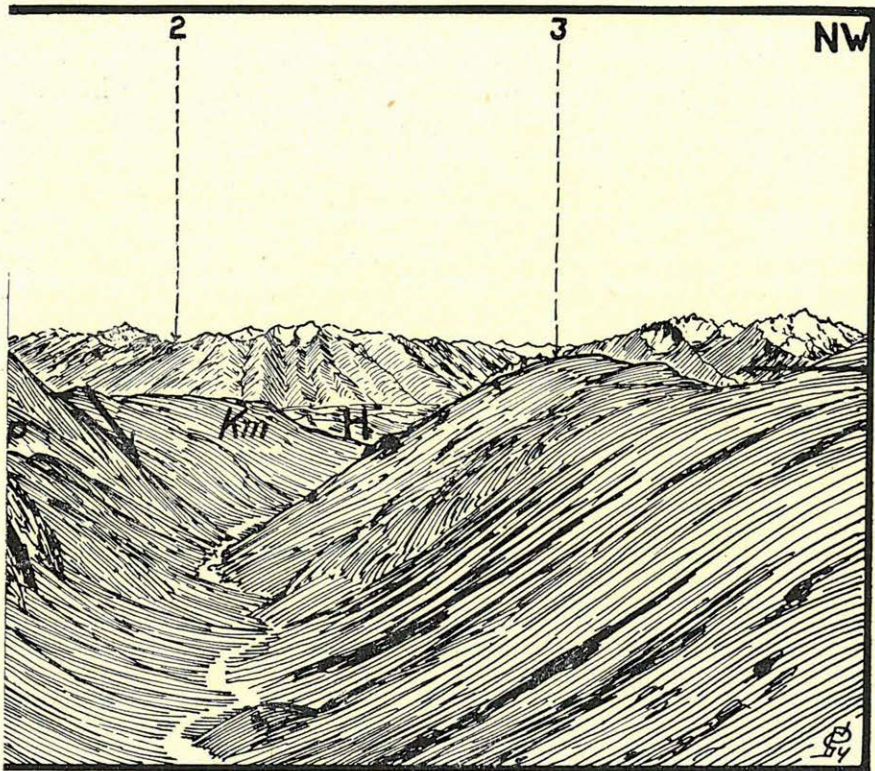


Abb. 107. Aussicht gegen das Narin-Tal von dem Bajbitsche-Paß des Alamischi-Tau. 1. Kaschka-bel Plateau (3540 m.), 2. Nura-Paß, 3. Die Schlucht des kleinen Narin. Km = Karbonkalk-Faltung. Pfeile = Kaschkabel-Brüche. H = Hanhai-Tafel des Nura-Beckens.

hohe Kaschka-Bel bequem zu überschreiten ist. Am Kaschka-Bel ist unterhalb der zerbrochenen Schollen des oberkarbonischen Kalksteines die Faltung des Grundgebirges sichtbar. Diese Faltung

besteht hier aus westlich streichendem Epidot-Quarzschiefer (No. 2—159) und bildet das Liegende der hohen Kalksteinwände des Hauptkammes. Die 30° gegen Süden einfallenden dicken Bänke der Kalksteinwände stehen in scharfem Gegensatz zu den aus grünlichem Quarzschiefer bestehenden mit Schutt bedeckten Hügeln. Die Grabensenke des Kaschka-Bel ist nicht tief, ist auch keine Eigentliche Grabensenke. Sie kann bloß als Längsbruchlinie des Alamischgebirges betrachtet werden, auf der sich ein Graben gebildet hat. Die Abb. 107 zeigt ein Teil aus dem östlichen Abschnitt des Grabens.



Auch die geringe Höhe des Bajbitsche-Passes (3690 m) verrät, daß das Alamischi-Gebirge nicht zu den Hochgebirgen gehört. Doch befinden sich zwischen den schattigen Felswänden einige Nischengletscher. (9. Tafel XV. Abbildung 1.). Das Gebirge zwischen dem Graben des Kaschkabel und dem Ulan-Tal besteht in seiner ganzen Breite aus zerbrochenen vielleicht durchwegs oberkarbonischen Atbaschi-Kalksteintafeln. Auf dem Bajbitsche-Paß (Abb. 107.) ist zwar eine Faltenartige Biegung der Kalksteintafel zu sehen, doch

ist der vorherrschende Zug der Tektonik unmittelbar unter dieser Biegung zu erkennen. Die Tafel zerfällt in kleinere und größere Trümmer. Die größeren Tafeltrümmer sind gekippte Klötzen, die auf einer Seite eine steile Wand, an der anderen einen sanften Hang. Gegen Westen zu wiederholt sich diese Berg-Struktur ohne Unterbrechung mit Ausnahme der Fenster des Iri-Su und des Tschalkak und die dahinter liegenden Schieferberge des Sarkarat-Müsküj, in denen die Grundgebirgsfaltung zu Tage tritt. Es muß noch erwähnt werden, daß im Gegensatz zu den meist sehr steil einfallenden Kalksteinschichten der Karataschmulde sind die südlich des Hauptkammes des Alamischi-Tau liegenden Kalksteintafeln viel weniger steil geneigt. Sie fallen im Allgemeinen gegen Norden ein. Die oberkarbonischen Tafeln des Alamischi-Tau erwecken den Eindruck, als ob ein, eine flache Synklinale bezeichnender Tafelberg in sich zusammengefallen, eingestürzt wäre. Die Form der Synklinale haben die Schollenstücke in ihren Hauptzügen bewahrt, so daß die Tafeln auf der Narinseite alle gegen S, auf der Ulan-Seite alle gegen N einfallen. Die Abb. 108 beweist den Tafel-Schollencharakter des Alamischi-Tau. Der hier sichtbare See (Lilly-See) liegt 7 km westlich des südlichen Bajbitsche-Tales in dem Köl-Tör genannten Tal. Der Eingang dieses Tales wird von Felsen bewacht, die die große Bruchlinie des Ulan-Tales, der südlichen Grenze des Alamischi-Tau, durch die die großen Verwerfungen begleitenden schuppigen Überlappungen zeigen. (Abb. 108).

Die 4. Abbildung der Tafel V. stellt die Tafel-Schollenstruktur des Alamischi-Tau dar. Ich vermute, daß das ganze auf der Abbildung sichtbare Gebirge aus dem rot verwitternden oberkarbonischen Kalkstein besteht. Davon hat mich der Umstand überzeugt, daß nicht nur das Gerölle der Täler Bajbitsche und Költör, sondern das alle Täler Zeuge dieses Gesteines ist. Auf der Skizze ist noch das Schluchtental des Ulan sichtbar, das in eine breite rote Sandsteintafel gegraben ist. Diese unzweifelhaft hanhaische Tafel ist eine der Tafeln der zu Ende des Tertiär entstandenen großen Senken. Daß dieser Rotsandstein sich in diesem Graben angehäuft hat, ist vollkommen ausgeschlossen. Dem widerspricht die Dicke und Einheitlichkeit seines Materiales. Aber auch der Umstand, daß auch der Sandstein gleich dem oberkarbonischen Kalkstein in Tafeln zerbrochen ist. Es wäre sogar schwer zu behaupten, daß die Verwerfungen und Brüche bescheidener sind, als die des Kalksteines. Auf den nackten Ojнок-Djar genannter Bergen des rechten Ufers liegt der Rotsandstein in der Gegend des Költör Tales,



Abb. 108. Karbonalkstein Tafelberge des Alamischi-Tau westlich vom
Baibitsche-Paf. Aussichtsp. 3050 m. (Lilly-See im Költör-Tal).

ebenso unter 40° gegen N geneigt, wie der oberkarbonische Kalkstein im Inneren des Gebirges. Daraus muß ich folgern, daß der Prozeß der tektonischen Umänderung sich im *Spättertiär* abspielte.

An der Nordseite des Alamischi-Gebirges ist die nackte Grund-

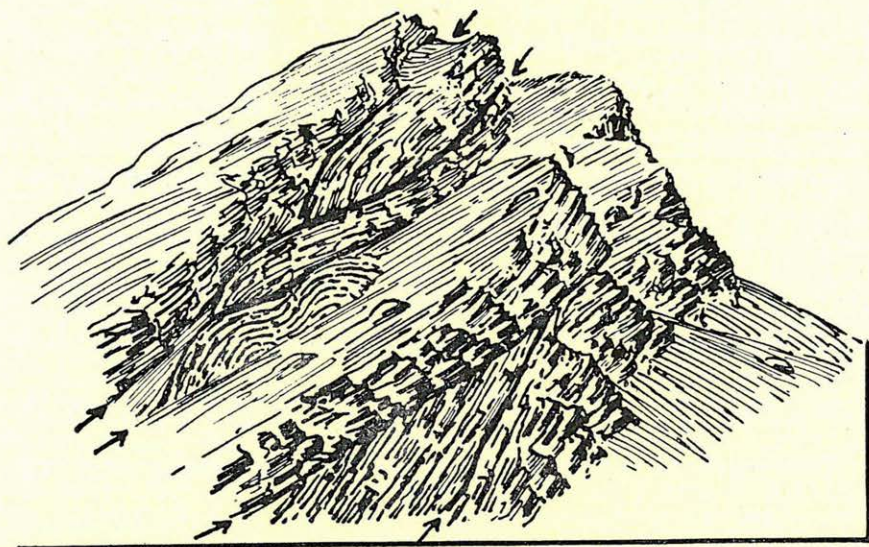


Abb. 109. Oberkarbonische Kalksteinwand in östlicher Richtung über dem kleinen See unter dem Lilly-See, im Költör-Tal. Aussichtsp. 2890 m.

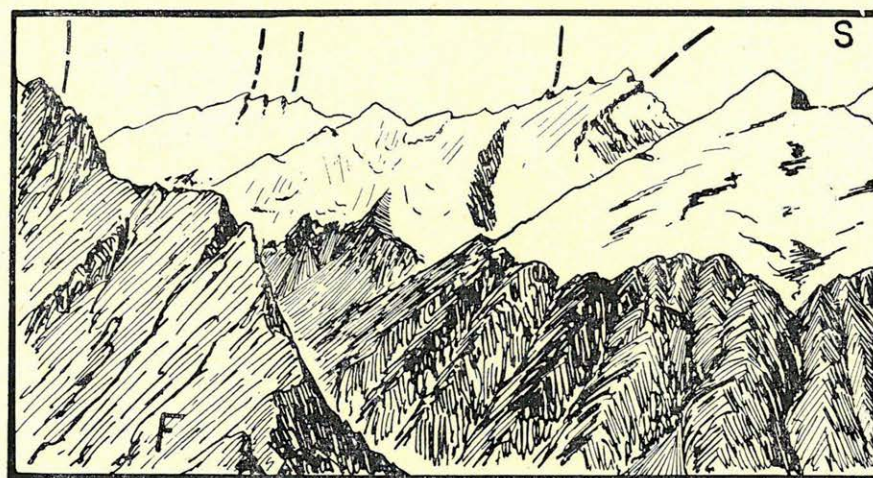
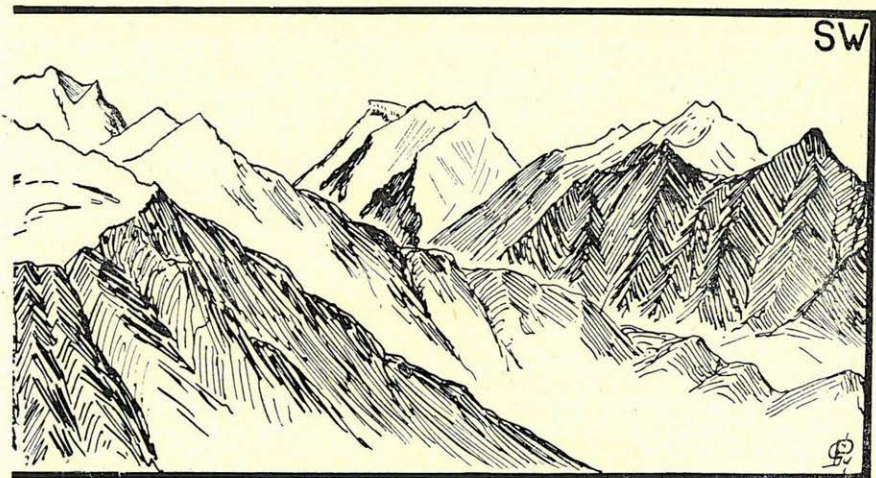


Abb. 110. Aus dem Abschnitt vom Sarkarat-Müsküj im Alamischi-Tau zur Frühlings Schneeschmelze (1906. VI. 15). Aussichtspunkt vom Gebirgskamm Sarkarat-Müsküj in Höhe von 2890 m. F = Sericitfillit.

gebirgsfaltung hinter der Porphyrmasse des Karatasch zu sehen. Dies verrät auch schon das Antlitz des Gebirges. Die glatten Hänge und flachen Kuppen, die in der niedrigeren, also weniger zerbrochenen Gegend der Kalksteintafeln sichtbar sind, fehlen auf den gegenüber der Mündung des Kleinen Narin im Süden liegenden Bergen vollkommen. Westlich des nahe zur Karatasch-Brücke gelegenen Kaschka-Tales befindet sich in der Verlängerung der glatten Oberfläche der durch das Djitim-Tau und Alamischi-Tau gebildeten großen Kalksteinmulde ein durch Spitzen, und Türme geziertes, stark durchfurchtes Relief felsiger Bergwände. Die frühere Mulde zeichnet sich zwar auch hier ab, bloß wird die Glätte der Kalksteinwände durch die Furchen der rauhen Schiefer abgelöst. Hand in Hand mit dieser Änderung ändert sich aber auch die ganze Orographie. Auf den Abhang der Kalksteintafeln fließen die Bäche des Alamischi-Tau alle schön parallel und regelmäßig. Auf der Grundgebirgsfaltung biegen sie aber alle wie sie der Reihe nach von oben kommen Karatasch, Tschalkak, Iri, Kaündü, Sarkarat- (Tscharkarat ?) Müsküj in der Nordseite des Gebirges gegen Westen.

Die Falten des Grundgebirges werden im Norden durch eine Bruchlinie abgeschnitten. Die steifen, eckigen Brüche des roten Nura-Beckens, welche sich senkrecht kreuzen, schnitten den Dangitrog des Narin ab. So blicken die Schieferfalten des Alamischi-



Gebirges auf den Nura-Becken. Das Verhältnis der Schieferfalten zum oberkarbonischen Tafelgebirge ist eine Frage für sich. Das Grundgebirge ist nämlich in der Umgebung des Karatasch so

zwischen Tafelgebirge verkeilt, daß zwischen ihnen keine bedeutende Höhenunterschiede gibt.

Das Grundgebirge kam in diese Lage schon früher, oder bei den Senkungen am Ende des Tertiär. Im Herzen des Alamischi-Gebirges eingeschlossen liegt ein 17—18 km langer und höchstens 12—15 km breiter Scholle, ein Stück des alten Grundgebirges. Diese Falte hat, wie ich mich durch eine Aussicht von einem hohen Berg überzeugte, abgesehen von den vielen verschiedenartig fallenden kleinen Schollen unbedingt ein stark nord-nordwestliches Streichen. In der südlichen Nachbarschaft der Schieferfalten lie-

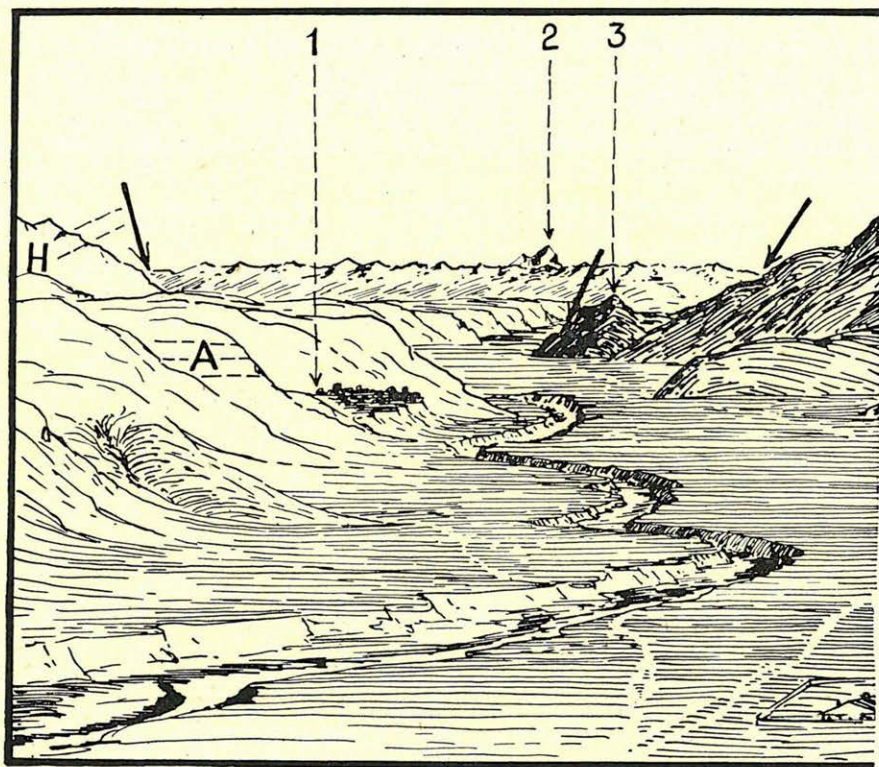
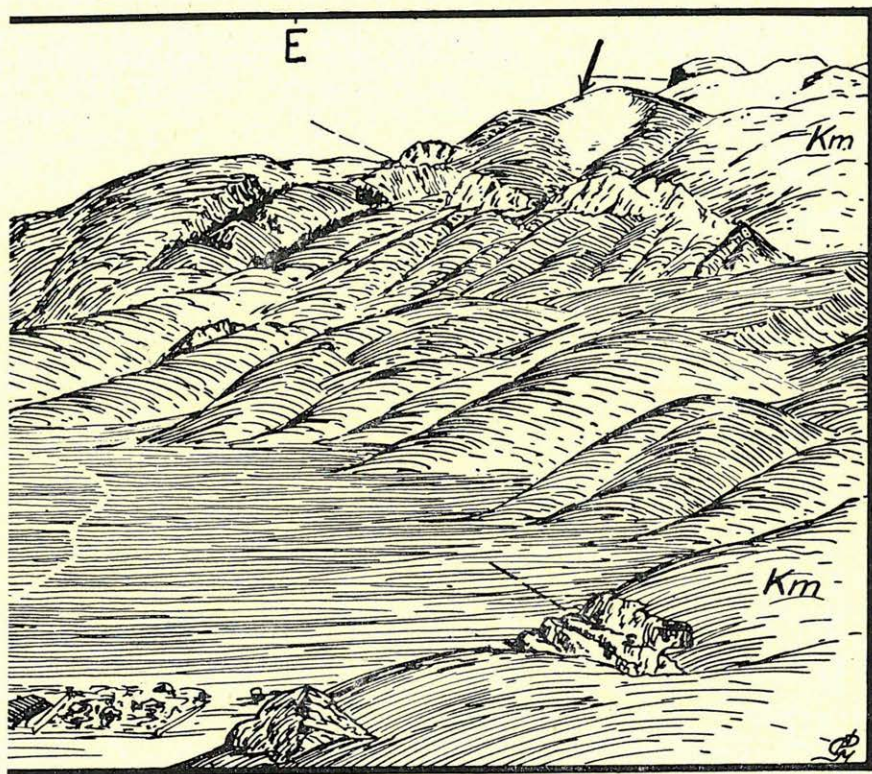


Abb. 111. Das Narin-Tal östlich von Narinskoje. 1. Itschke-Su, 2. Lóczy-Berg, 3. Der aus präkarbonischen Schiefer bestehende Bergvorsprung des Alamischi-Tau. Km = Atbaschi-Karbonkalk. H = Hanhai-Schichten, A = Artisch-Schichten. Im Vordergrund das Zollhaus.

gen die oberkarbonischen Tafel fast wagrecht in einer Höhe von 3—4000 m. Die Streichungsachse der Faltung stößt also senkrecht auf die Tafel. Wenn das von Machatschek (29—381) erwähnte ostnordöstliches Streichen, welches bei den kleinen eben erwähnten

Schollen im Narin-Tal gemessen wurde, auch vorherrschend sein soll, würde auch das die Tatsache nicht ändern, daß die Scholle im Grundgebirge morphologisch ein selbständiger Teil in der Umgebung der Kalktafel ist.

Die hier beschriebenen Schiefer des Grundgebirges sind selbstverständlich stark zusammengepreßt, durchwegs senkrecht gestellt und schuppenartig zusammengedrängt. Am westlichen Ende beginnt die Faltung mit eisenhaltigem Glimmerschiefer (No. 25.), in dem ersten Felsenvorsprung am Narin am Rand des Nura-Beckens (Abb. 111). Es folgen chlorithaltige Tonschiefer (No. 26.), dann



Sericitfillit (No. 27.) und endlich Sand und Glimmer-Tonschiefer (No. 31. a. b.). Die Gesteine ähneln den devonischen Schiefen. Das Gepräge der Gebirge und die Linien der Tektonik ist auf der Abb. No. 110. dargestellt.

Der dritte Teil des Alamischi-Tau, welches ich gesehen habe, ist das Gebiet der westlichen Tafel. Dieser Teil schmiegt sich schon zu der Gruppe der Inselberge des Narin-Beckens. Den westlichen Flügel des Alamischi-Gebirges wie auch das Bild des Nura-

Beckens wird auf der Abb. No. 111. dargestellt. Auf keiner der Abbildungen ist es so auffallend, daß die Rumpffläche unabhängig von der Konstruktion des Grundgebirges ist, und daß die Entstehung der Rumpffläche schon auf der zusammengebrochenen oberkarbonischen Tafel erfolgte. Daher gibt es auch starke praeangara Brüche. Die Rumpffläche zeigt sich auch hier als ein steiler Abhang, welches sich nur mit der ungleichmäßigen epirogenetischen Emporhebung erklären läßt, wie auch auf der östlichen Hälfte des Tekes-Beckens. Durch die Rumpffläche wurden auch hier schon die zusammengebrochenen und stark eingestürzten

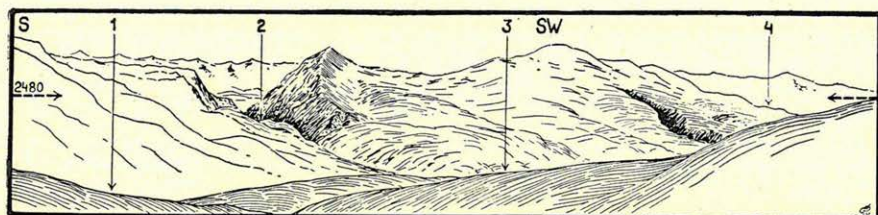


Abb. 112. Der Alamischi-Tau aus dem Gebiet des Körbulak-Kischlak. 1 und 3 Narin-Tal, 2. Tscharkaritma-Schlucht, hinter ihr die kleinen Hügel der Schuttkegel des Tscharbel, im Hintergrund die Gebirgskette des Üjürmen-Tau, 3. Narinskoje. 4. Djanbulak-Tal.

Tafel abgehobelt. Auch auf der Skizze ist es ersichtlich, daß seit dem sich das Gebirge von seiner Umgebung abgesondert hat, also von seiner Geburt an, die Bruchtektonik der Tafel zur Geltung gekommen ist. Und zwar so, daß die Schichtköpfe zerfallene Felsbänke und schiefe Stufen bildeten.

Hinter Narinskoje finden wir eine Schlucht Namens Tscharkaritma (Wasserfall). Die Schlucht ist die erste tiefe Einsattelung im Alamischi-Gebirge von Osten her. Auf der Abbildung No. 112 zwischen den Ziffern 2 und 4 skizziertes Gebirge gehört zu dem Alamischi-Tau. Dieser Karbonkalkstein-Klotz ist aber schon in das große Narin-Becken eingeklemt, zwischen Brüche, die am Ende des Tertiär erfolgten. Der Querschnitt des Tscharkaritma-Schluchtes gehört trotzdem hierher, weil er den Aufbau des westlichen Teiles des Alamischi-Tau enthüllt. Hier erscheinen im Hintergrund die Kalktafeln schon von weitem, besonders das, daß die Tafel flach liegen, höchstens 40—50 Grad fallen, aber nirgends kann man Faltung finden. Ich muß annehmen, daß im Wesen das ganze Alamischi-Tau ein solches Tafelgebirge ist, also ist es in seinem Aufbau ähnlich dem Borkoldáj-Gebirge, seinem östlichen Nachbar. Die Amerikaner (PUMPELLE, DAVIS, HUNTINGTON) hielten den gan-

zen Tianschan begreiflich für ein Plateau, weil sie die so große Verbreitung der oberkarbonischen Tafel und die durch viel Tagereisen wiederkommende Ruhelage sahen.

Auf der westlichen und östlichen Seite des Alamischi-Tau kommt die Tafel-Gepräge stark zum Ausdruck. Die großen tertiären Brüche verloren hier ihre Parallelität, wie auch die Senken ihr grabenartiges Aussehen. Hier und von hier an nach Westen sind die Senken und die zwischen ihnen hochgebliebenen Schollen breit, auf der Karte nehmen sie unregelmäßige Vieleckflächen ein. Die Randbrüche des Alamischi-Gebirges verbinden sich in

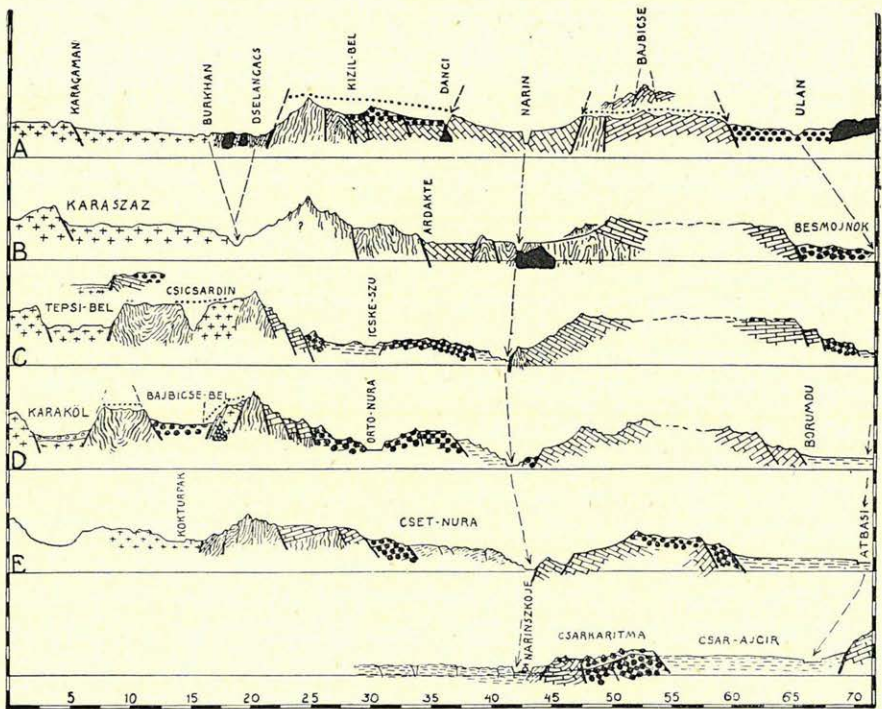


Abb. 115. Querschnitte des Gebietes zwischen dem kleinen Narin und Ulan-Atbaschi. Die Grundlinie: 2000 m. Die Höheneinteilung: 500 m. Schiefer-Grundgebirge. (Faltungslinien), Granit (Kreuzchen), Diabas u. Porfir (Schwarz), Oberkarbonische Transgressionstafel (Ziegelwand), Mesozoische Rumpfflächenreste (Punktierte Linie), Hanhai-Schichten (Dickpunktirt), Artisch-Schichten (Gestrichel). Geologische Kartenskizze: Taf. X. Lat. 41° – 42° . Long. 76° – 77° .

dem Tscharkaritma-Tal von Narinskoje in einen spitzen Winkel. Von diesem Tal gegen Westen aber, wie wir schon erwähnten, stehen nur einzelne Felskanten von den tertiären Schichten heraus. Selbst das Tscharkaritma-Tal (das Bild des Wasserfalls ist zu fin-

den auf der ersten Seite von Lit 6 —VIII) ist nur in einem kurzen Abschnitt eine wirkliche Kalkstein-Schlucht. Im Tertiär bedeckten hier die Hanhai-Schichten vollständig die Kalk-Tafel. Am Ende des Tertiär, zur Zeit Senkungen, deren genauere Zeit noch nicht festgestellt ist, entstanden die Senken von Narin und Atbaschi, beide als östliche Buchten des großen Narin-Beckens. Mit diesem begann die kräftige Austiefung des Tscharkaritma-Tales.

Dieser Rücken, den wir als Tscharkaritma-Paß nennen, aber auch mit dem Namen Narin- wie auch Atbaschi-Paß vorkommt, genau so wie das Alamischi-Gebirge auch als Narin-Gebirge, ist im ganzen nur 2700 m hoch. Folglich um 600 m höher als der Narin-, und um 400 m als der Atbaschi-Fluß. Ersterer liegt 10, letzterer 15 km von der Wasserscheide des Passes entfernt. Das Gefälle ist daher gering. Das Bild der Landschaft ist schon dasselbe wie das Badland des Narin-Beckens. Die Wasserscheide schlingt sich auf einer roten Hanhai-Tafel, dessen Höhen durch Deflation ihr Gestalt erreicht haben. Diese rote Tafel ist 25 km lang und nahezu 10 km breit. Meine Kirgisen nannten sie Darvasa-Bel. Diese große rote Tafel ist ohne Zweifel die Oberfläche einer Scholle vom Ende des Tertiär. Im Osten am Hang des Alamischi-Gebirges höher als das Darvasa-Bel liegen die dortgebliebenen Hanhai-Tafel in der Höhe zwischen 2800—3400 m. Die Scholle des Darvasa-Bel senkt sich zwischen zwei schmalen Kalksteinkämmen gegen Westen. Vor dem Narin-Fluß ist seine Kante in 2200 m Höhe. Hier schneidet ihm der Bruch des Narin-Beckens mit dem Hügelabhang, genannt Oldomor-Bel, ein Ende. Daher gehört der Darvasa-Bel schon zur Einfassung des Narin-Beckens, bei dessen Beschreibung es in einer späteren Abhandlung noch erwähnt wird. Zu der Beschreibung der Struktur des Alamischi-Gebirges gehört aber noch dieser Graben, welcher von dem Tscharkaritma-Paß nach Narinskoje führt. Dieser Graben spaltet die westliche Ecke des Alamischi-Tau ab. In dem Graben und auf seinen Hängen wurde Kieselknollenkalk enthüllt. Obendarauf ist grober Kalkkonglomerat. Es steht fast senkrecht (70 Grad) gegen Norden fallend. Auf dem Konglomerat liegt in gleichmäßiger Lagerung grauer kalkhaltiger Sandstein. Dies ist anscheinend genau so gebogen, wie der Kieselknollenkalk der Synklinale. (Gestein No. 2—192). Die zwei letzten Schichten muß ich wegen der tektonischen Verbindung mit dem Oberkarbon als die Vertreter der Angara-Schichten trachten. Auf der Ostseite liegen die hochgelegenen Hanhai-Tafel auf der abgehobelten Oberfläche der hier erwähnten Synklinale.

16. Das Üjürmen-Tau.

An der Südost Seite des Narin-Beckens erstreckt sich ein 150 km langes Gebirge, das wegen seiner geraden und steifen Achse auf jeder Karte in die Augen sticht. Auf den Karten ist dieses Gebirge, das Üjürmen-Tau (auch Atbaschi- oder Aktasch-Gebirge), als eine schmale und eine hohe Bergkette dargestellt. Der Grund dafür war nicht nur durch das Bild von der Ferne gegeben. Es ist allgemein bekannt, daß sich die bekannte Zahl der Gebirgsketten in den asiatischen Gebirgssystemen durch die Durchforschung stark vermehrt hat. Diesen Charakter der einheitlichen Felsenwand machte hier auch wahrscheinlich, daß seine beiden Enden, der westliche Aktasch, wie auch der östliche, schmalgeworden, kapartig auf die breite, ebene Umgebung blicken. Das Üjürmen-Tau ist aber nicht als eine einheitliche Gebirgskette zu betrachten. Es ist ein breites Schollengebirge aus zwei, in ihrem Aufbau wesentlich verschiedenen Teilen zusammengeklebt. Der eine Teil ist die 120 km lange und fast in ihrer ganzen Länge genau 16 km breite Doppelkette. Die Genauigkeit ist natürlich innerhalb der Grenzen der Routen-Aufnahme zu verstehen. Diese doppelte Gebirgskette ist in Wirklichkeit geradachsig. Sie reicht vom Tor des nördlichen Bogushti-Tales bis zu dem Arpa-srt. Der zweite Teil schmiegt sich der ersten wie eine Kulisse von der Südseite an, indem er von der Ulan-Schlucht, welche unter dem Tüs-bel liegt, bis zur Scharitki-Tal reicht, daher 90 km lang ist. Da sich im westlichen Teil zwei hohe Berggrate zeigen, sieht das Üjürmen-Tau von der Ferne wie eine einzige vereiste und verschneite gleichmäßig hohe Kette aus. Die scheinbar einheitliche Kantlinie zerfällt aber auf insgesamt drei Berggrate, die wie Kulissen hintereinander aufgestellt sind. Wir müssen den drei Graten Namen geben. Die nordwestliche, äußere Kette ist die Aktasch-, der mit ihm parallele Grat ist die Keltebuk-, und der Hauptgrat des südöstlichen Teiles ist die Bogushti-Gebirgskette. Den Namen für alle drei nahm ich von ihren bekanntesten Pässen. Es gibt auch noch eine kürzere Gebirgskette, die man ihrer großen Höhe wegen nicht als Vorgebirge betrachten kann. Sie ist die am nördlichen Ufer des Tschatir-kul liegende Taschrabat-Kette. Der zusammenfassende Name des Üjürmen-Tau stammt auch von einem Tal und Paß. Dieser Paß ist der östliche Nachbar des Bogushti-Passes.

Ich habe das Üjürmen-Gebirge während meiner zwei Reisen fast vollständig umgangen. Von Norden hat es den Anschein einer großen Gebirgskette, was schon seit *Kaulbars* bekannt ist.

Es ist auch der Seite des 3000—3500 m hohen Aksaj-srt und vom Tschatir-Kul, dessen Niveau 3200 m beträgt, sehr ansehnlich, weil es in der Keltebuk-Kette auch Gipfel mit 5000—5500 m Höhe besitzt. Die Tektonik ist gleichfalls auffallend, so daß diese Gebirge sich orographisch scharf von seiner Umgebung absondert. Es wird durchwegs von sehr steilen Berghängen umringt. Diese hohen Berghänge weisen, so von dem Atbaschi-Becken, wie auch von dem Aksaj- und Arpa-srt her, eine übergangslose, sich steil erhe- bende Mesa-Gestalt, einerseits auf eine zergliederte Hochebene, anderseits auf eine Entstehung des Ganzen durch Brüche hin. In

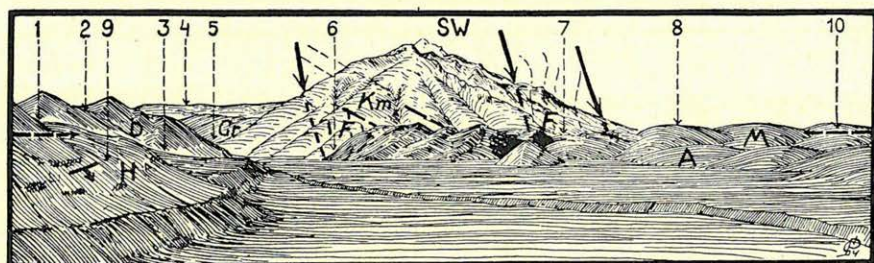


Abb. 114. Der letzte Abschnitt des Üjürmen-Tau im Osten, vom unteren Teil des Ulan-Tales aus (2740 m). 1—5 Balyk-Su, 1 Nebental des Araschan-Bel (3450 m), 2 Nebental des Kyndy-Bel, 4 Aksaj-Plateau, 5 Tal des Tüs-Bel, 6 Tor der vereinigten Ulan- und Balyk-Su in das Athaschi-Becken. 7—8 Der Athaschi Fluß (vereinigte Ulan- und Balyk-Su), 7 Mündung des Atscha-Kamandi, 8 Mündung von Kamandi, 10 Besch-Mojnok, 9 Uzun-Kr, (5200—3500 m hoher Berg- rücken). H = Gegen Norden fallende Hanhai-Konglomerattafel. 6—7—8—10: Die große Akkija-Moräne. Gr: Gneisgranit, F: Grüner Fillit, Km: Oberkarbonischer Kalkstein, M: Ofithaltiger Diabas, H: Roter Hanhai-Sandstein, A: Plio- cän-Pleistocäne Süßwasserschichten (Artisch), M: Akkija-Moräne.

Wirklichkeit ist das Üjürmen-Gebirge, zusammengefaßt, eine der großen Schollen-Platten des Tienschan. Es ist ganz bestimmt, daß sich diese große schichtenartige Platte durch die Zerbröckelung der Rumpffläche von ihrer Umgebung absonderte. Der Haupt- charakter wird nicht im geringsten dadurch geändert, daß das Gebirge sich noch auf weitere kleine Schollen zerlegte und, daß einige der kleinen Schollen durch Empordrängung auf gleich- mäßiger Höhe oder hoch hängengeblieben, kühne Pyramiden bilden.

Es gehört auch zum Charakter des Üjürmen-Gebirge, daß die Faltung des Grundgebirges hier mehr Einfluß auf die Gestalt der Scholle gehabt hat, wie das bei den anderen Gebirgen der Fall war. Wenn die altaidische Faltung kein im Wesen nach west-östliches

Faltungssystem gebildet hätte, würde zweifellos weder der Tienschan im Ganzen, noch seine Teile und einzelne Schollen eine solche Achse und fast in eine regelmäßige west-östliche Richtung ausgestreckte Gestalt bekommen haben. Die Vorfaltung des Üjürmen-Gebirges und die Hauptbruchlinien, welche die Schollen geformt haben, stimmen auch hier nicht ganz überein. Ich habe schon in den Vorigen erwähnt, daß die Achse der Grundgebirgsfaltung von dem Saridsas an, durch die Mittellinie des Tienschan in der Richtung des Tschatir-kul, eine west-südwestliche ist. Das kommt nirgends stärker zum Ausdruck, wie gerade in dem

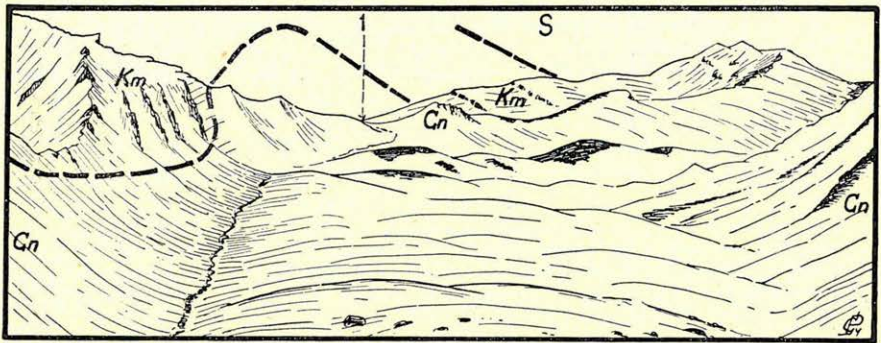


Abb. 115. Die Nordseite des Bogushti-Passes (5860) aus 3700 m Höhe, im Winterschnee. 1: Der Paß und unser Marschweg. Gn: Sericitalbitgneis, Km: Kalkstein No. 37.

Üjürmen-Gebirge. Aber auch die Längsbrüche weichen mit ungefähr 10—15 Grad von der Hauptachse ab. Daher schneiden sie die Faltung schief, was die bunte Reihe der Kette zur Folge hatte. In der Regel wechselt das Gesteinsmaterial der Berggipfel und daher auch ihre Gestalt und Farbe.

Ich beginne mit der Besprechung der Struktur des Gebirges von Osten, und weise auf die Abbildung No. 114. hin. In südwestlicher Richtung ist auf der Abbildung das Ost-Ende der Bogushti-Kette zu sehen. Links im Hintergrund das Aksaj-srt, welches Tagereisen durch aus Granit und Granitgneiß besteht. Wo die Ziffer 4 hinweist ist die Srt-Höhe 5500 m. Der Graben des Tüs-bel (5) folgt einer tektonischen Grundlinie. Die Umgebung des Tüs-bel-Grabens ist voll mit Ofitdiabas-Gängen (Gestein No. 215.), auf dem Gneisgranit aber liegt dicker Porfirittuff. Auf der nördlichen Seite der Eruptiva befindet sich eine gepreßte Faltung von grünlichem Fillit und Muscovit-Gneis (No. 213.), durchbrochen von Gneisgranit. Diese Faltung wird durch die Schlucht enthüllt,

durch welchen der Ulan, Balik-su in das Atlaschi-Becken fließt. Selbst der Boguschtikamm besteht aus oberkarbonischem Kalkstein. Die Schollenstruktur ist klar. Aus der einheitlichen Masse der Aksaj-Scholle und des Üjürmen-Gebirges sank das Atlaschi-Becken ein. Die Senkungen und Streichen erfolgten den im großen und ganzen südwestlich fallenden Hauptbrüchen entlang, wobei bei diesem Ereignis mehrere Schnitte, welche im Streichen der Hauptbrüche entstanden, übereinandergeschoben wurden. Auf der Linie der Schlucht ist der nördliche Schnitt über die oberkarbonische Tafel des südlichen Schnittes aufgetürmt. Das Ost-Ende des Boguschti-Kammes ist aus den umgekippten oberkarbonischen Tafeln gemeißelt.

Der Boguschti-Kamm ist eine hochgebliebene Scholle. Seine Umgebung im Norden und Osten ist die eigentliche Senke. Die Hanhai-Schichten, welche sich auf der ehemaligen Rumpffläche auf die Kalksteintafeln des Boguschti-Kammes ablagerten, kamen während der Senkung um Tausend m tiefer, wurden aber hier wenigstens von der gänzlichen Vernichtung gerettet. Auf dem Boguschti-Kamm ist die Hanhai-Decke jedoch völlig abgetragen. Es ist sogar anzunehmen, daß der Angara-Sandstein, dessen Fleckenreste bei Üsüingegusch und Narinskoje festgestellt wurden, und der von hier an gegen Westen in ständig größer werdender Menge vorkommt, auch in dem Liegenden der Hanhai-Schichten vorzufinden ist. Selbst die Mächtigkeit des Hanhai weist in dem eingestürzten Graben des Ulan-Tales auf mehrere hundert Meter hin.

Das junge alpidische Antlitz des Boguschti-Kammes, und die Lage der Hanhai-Schichten lassen die Entstehung der Oberfläche erraten. Das im Vordergrund der Abbildung 114 sichtbare weite Ulan-Becken, der Zwillings des Nura-Beckens des Narin, ist unbedingt eine Ende des Tertiär erfolgte Senkung. Auch über die Hanhai-Schichten des Ulan-Beckens haben sich graue Artisch-Schichten gelagert, welche vielleicht zum Teil Süswasserschichten sind. Dann folgte die starke Aushöhlung worauf eine ganz beträchtliche Moränen-Aufhäufung sich einstellte. Wo Moränen vorkommen, da gibt es auch Nadelwald-Aue. Diese Picea-Wälder tragen viel zur Naturschönheit der Ulan-Schlucht bei.

Von der Ulan-Schlucht 38 km entfernt liegt das Boguschti-Tal. Nicht allzulange nach meiner Reise, im Jahre 1914 bereiste auch MACHATSCHEK dieses Paßtal. Leider wurden seine Aufzeichnungen und Sammlungen zum Opfer des Krieges. Somit müssen wir uns mit der Ergänzung begnügen, welche MACHATSCHEK aus dem Ge-

dächtnis meinen Angaben hinzufügen in der Lage war. Die Nordseite der Bogushti-Bergkette steigt auffallend steil neben dem Atbaschi-Becken empor. Am nördlichen Eingang des zum Paß führenden Tales lagert gegen Norden zu einfallender oberkarbonischer Kalkstein. Dies ist eine Stufe des eingesunkenen Atbaschi-Beckens. In dem schluchtartigen Tal folgen einander braungelblicher schieferiger Kalkstein (No. 2—34.) und Kalkschiefer, unter 80 Grad Einfallen, dann, durch eine große Verwerfung getrennt, chlorithältiger sericit-albit Gneis (No. 2—35.) weiter innen, nach einer, zweiten Verwerfung, aktinolithhaltiger Gneis (No. 2—36.). Bis zum Paß habe

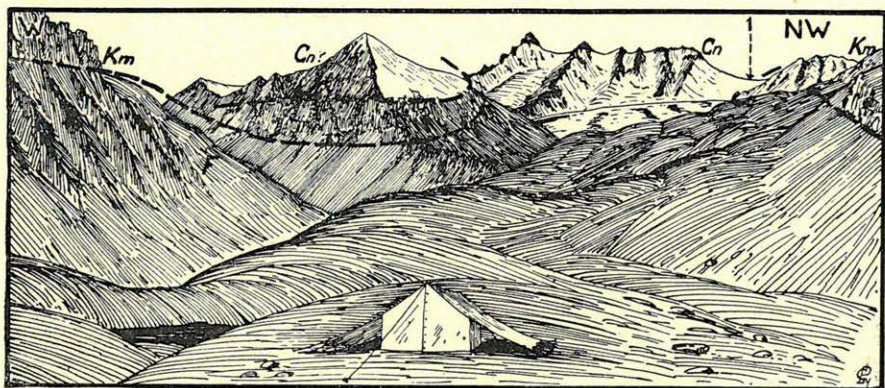


Abb. 116. Das südliche Bogushti-Tal vom Lagerplatz am 29—30. V. 1909 in 5440 m Höhe. 1: Bogushti-Paß, 5860 m. Gn: Sericitalbitgneis, F: Fillit, Km: Schieferiger, meistens dunkelgrauer, innen weißer schieferhaltiger Kalk. Im Vordergrund die Burkhan Moräne.

ich insgesamt drei stark gepreßte Gneis-Schuppen gesehen. In diese hineingepreßt, erscheinen graugelber Kalkschiefer und weißer tschakirkurumer Schiefer. Im südlichen Tal gibt es hauptsächlich Faltungen und Schuppen von Fillit und unterkarbonischem Kalk. Trotz der starken Gliederung sieht man die Meza-Gestalt. Der oberkarbonische Kalk vertieft sich stellenweise wie eine Synklinale in die Gneis- und Fillit-Faltung. Ich habe nicht feststellen können, ob dies durch Biegung der Tafel oder Vorhandensein isoklinaler Senkungen geschah. Eine solche Beobachtung wurde auch durch die Schneedecke erschwert. Ende Mai 1909 war das Gebirge auf der Nordseite noch bis zu einer Höhe von 5000 m mit Schnee bedeckt (Abb. No. 115). Die Seite des Aksaj war schon schneefrei. Hier sind die Gneis- und Fillitfalten, sowie der unterkarbonische und oberdevonische Kalkstein schup-

penartig zusammengeschoben, oberkarbonischen Kalk habe ich aber nicht gefunden.

Zwischen den Querschnitten von Bogushti und Keltebuk blieb der Aufbau des Üjürmen-Tau auf eine Strecke von 65 km auch weiterhin unbekannt. Der Keltebuk-Querschnitt zeigt natürlich nur die Hälfte des Bogushti-Querschnittes, weil hier die südliche Kulisse schon fehlt. Die wichtigsten Gesteine des Keltebuk-Querschnittes sind in Norden Epidotalbitgneis (No. 2—40.), der im Süden von weißgrauen, stellenweise kristallinen und schiefrigen, durchwegs dickbankigen oberkarbonschen

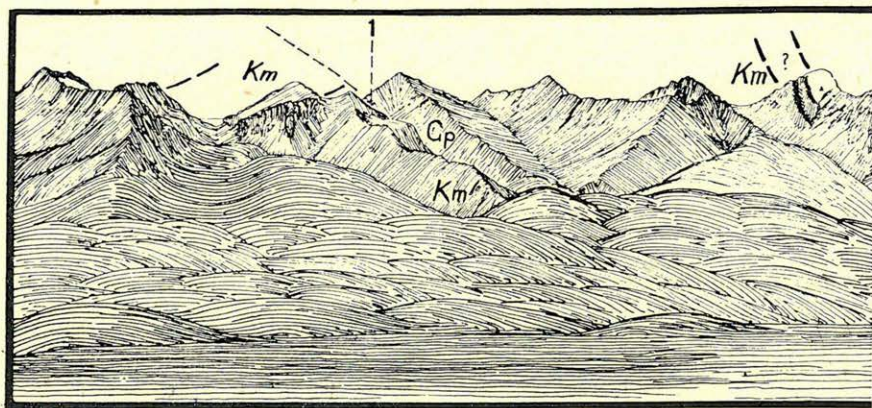
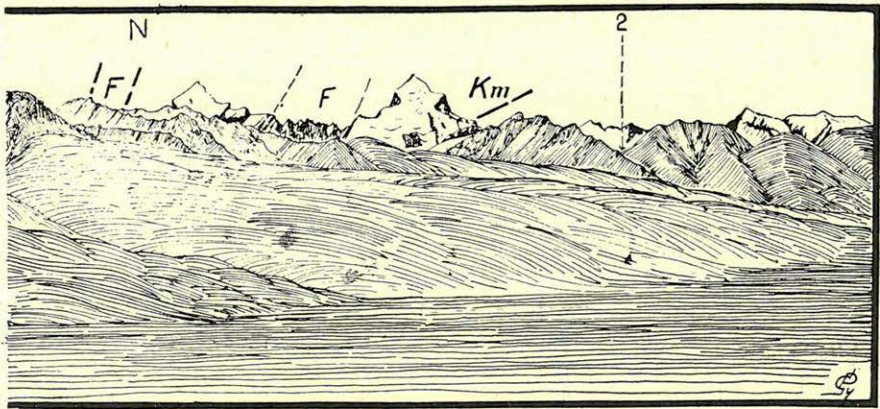


Abb. 117. Der Südabhang des Üjürmen-Tau in der Umgebung des Keltebuk-Passes. 1: Westlicher Keltebuk-Paß (4150 m), 2: Scharikti-Tal. Im Vordergrund das Moränenland der Kogargen-Seen (3460 m). Gp = Gneisschiefer, F = Fillit, Km = Karbonkalk.

Kalken begrenzt wird, deren fast senkrecht aufgestellte Tafeln eine Felswand bilden. (No. 2—59.) Der Keltebuk-Bach durchbricht die Felswand in einer wilden Schlucht. Die Kalkstein-Wand ist schmal, dürfte aber sehr lang sein, da sie im Taschrabat-Tal, 17 km weit von hier, eine gleiche Schlucht und Felswand bildet, und noch weiter, in einer Entfernung von 37 km, besteht auch der Belkara-Paß auch aus Kalkstein. Die Kalksteinzone ist hier daher gerade und steif, und verdankt ihr Dasein einem beträchtlichen Bruche. Am Südrande des Taschrabat-Querschnittes wiederholen sich diese barrikadartigen Kalksteinwände. Auch vor dem Keltebuk-Paß finden wir ihre Spuren, doch hebt sich der Fels hier nicht so auffallend empor. Umso auffallender ist, daß die beiden Kalksteinwände, diese gleichmäßig 10 km von einander emporragende Basteien, ein tiefer gelegenes Fillit-Gebirge einschließen. Das zwi-

sehen die Kalkwände gesperrte Fillit-Gebirge ist eine ausgehöhlte Ebene, welche sich gegen Norden senkt. Vom Südkamm fließen deshalb alle Gewässer gegen Norden, nehmen aber zwischen den Fillitbergen viele von der Seite her zufließende Bäche auf, und sägen den Nordkamm nur in wenigen Toren an. Aufbau und Bild der südwestlichen Hälfte des Üjürmen-Tau ist daher seltsam, und gleicht einer stark zernagten Hochebene. Die Zone der 10 km breiten Schieferfaltung ist stark gefaltet und gepreßt, doch ist das Antlitz des Gebirges nicht dessen Folge. Im Keltebuk-Tal konnte ich feststellen, daß die Schieferfaltung sehr unruhig streicht, was



sehr auffallend wirkt, da im Mittel-Tianschan die Achse der Karbon-Faltung meist leicht erkennbar ist. Hier scheinen die Schiefer sich fächerförmig zu verzweigen. Im Norden 260, weiter hinein 240, beträgt auf der höhergelegenen Südseite des Tales, in dem Keltebuk-Baschi das Streichen der Schiefer 200 Grad. Sie beeinflussen jedoch die großen Verwerfungen, welche die über der Schieferfaltung gelagerte oberkarbonische Kalksteintafel eingepreßt und aufgetürmt haben, nicht im geringsten. Der Gegensatz zwischen der Schieferfaltung und dem Karbon-Kalk ist sehr scharf. Die scheinbar völlig verwirrte Menge der Gneis, Fillit, Tonschiefer-Gesteine kann unmöglich jünger sein als Ende Devon. Es ist darin auch Kalkstein enthalten, aber von sehr unbedeutender Mächtigkeit. Hauptsächlich sind es Marmor-Schichten, die oft auf den dunklen Felsen der Wände aufglänzen. Es sind dies die Vertreter der unteren karbonischen Schichten, gelber schieferhaltiger Kalk und grauer Kalkschiefer, in welchem auch hellgraue Kalklagen erscheinen. In der Faltung noch stark gepreßt, kom-

mögen sie in schuppenförmigen getürmten Mengen vor. (Boguschtsi-Querschnitt No. 2.).

Ebenfalls in dem Boguschtsi-Querschnitt wird es sichtbar, daß die Diskordanz gegenüber der Gruppe der älteren Schiefer-Gneise sehr stark ist. Zwischen dem Keltebuk und dem Tasrabat habe ich die unterkarbonischen Kalktafeln nicht aufgefunden. Statt dessen fand sich in umso größerer Menge fast faltenloses Oberkarbon.

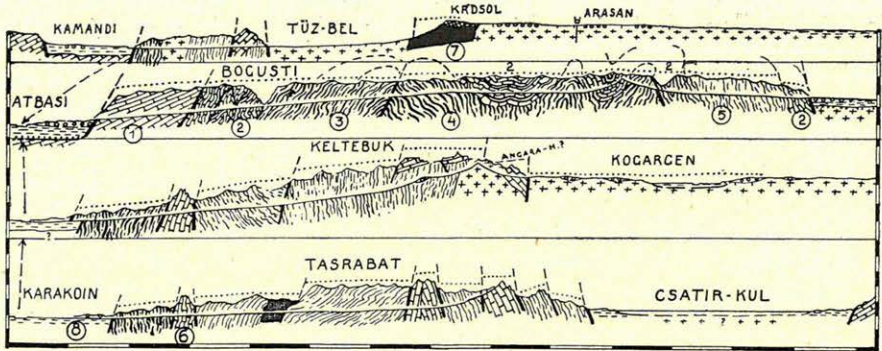


Abb. 118. Querschnitte des Üjürmen-Tau. 1: Oberkarbon-Kalkstein, 2: Unterkarbon-Kalkschiefer, 3: Chlorithaltiger Sericitalbitgneis, 4: Aktinolit-Sericitalbitgneis, 5: Fillit, 6: Weißer Marmor und Kalkschiefer, (unterkarbon?) 7: Porfirit und Tuffe, 8: Pliocäner-Schotter und Sand, darüber Moräne. Die Kreuze: Granit. Die Grad-Einteilung bedeutet in der Länge 5 km, in der Höhe 500 m. Grundlinie der Querschnitte 2000 m.

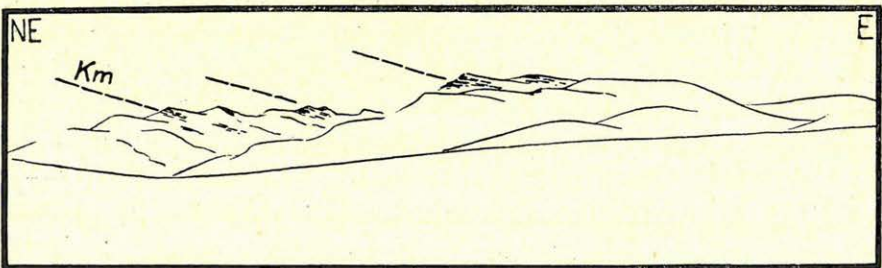


Abb. 119. Der letzte Abschnitt des Üjürmen-Tau im Südwesten. E (= Ost): Der zum Tschatirkul führende Tschirmatsch-Paß (3500 m). Von der Terasse zwischen dem Djagalmadj und Min-Tör (3250 m). Vordergrund = Arpa-Srt.

Man kann nicht behaupten, daß hier die oberkarbonischen Tafeln ungebogen liegen. An den großen Verwerfungen scheint es, wie wenn die aufgespaltete Erdrinde übereinander gepreßt, und so die lange Kalktafel in die Spalte gesunken sein würde. Gerade

auf den höchsten Teilen des Gebirges sind die Kalktafeln am wenigsten gebogen. Die Abbildung No. 117. zeigt die südliche Verwerfung. Man sieht auf ihr, die Gestalt der entfernten Scharikti-Berge, die sehr dem Lóczy-Berg des Djitim-Tau und dem Jekaterina-Berg des Borkoldaj ähneln, demzufolge auch diese Berge von den Transgressionstafeln des Oberkarbon aufgebaut sein müssen.

Im westlichen Abschnitt des Üjürmen-Tau wurde die Gneis- und Schiefergruppe durch mächtigen Granitporphyr durchbrochen. (No. 2—138). Im Keltebuk-Querschnitt kommt noch ein

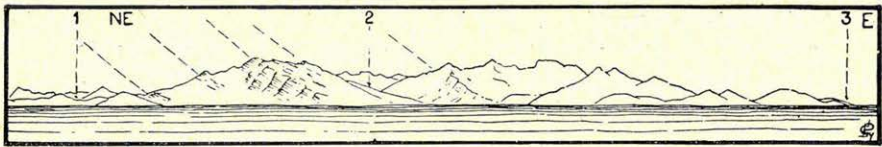


Abb. 120. Der westliche Abschnitt des Üjürmen-Tau vom Arpa-Plateau aus. (5150 m). 1: Weg nach Atbaschi, 2: Belkara, 3: Das Becken des Tschatir-Kul.

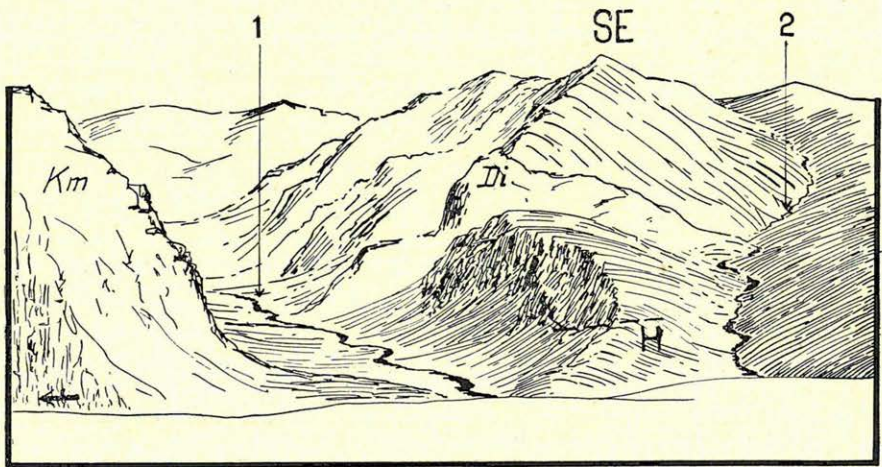


Abb. 121. Kleines Becken vom unteren Laufe des nördlichen Bedels. Links vom Pfeil das südliche Tor der Bedel-Schlucht. Im Vordergrund eine (5400 m) hohe Terrasse, 1. Minteke-Tal, 2 Mingadjir-Tal. Km = Unterkarbonischer Kalk, Di = Diabaz, H = Hanhai-Konglomerat.

seltames Gestein vor. Am westlichen Abhang über dem Paß habe ich einen dickbankigen, silbergrauen, groben, glimmerreichen Kalksandstein gefunden. Ich vermute das dieses Gestein, welches dem Oberkarbon aufliegt, schon zur Angara-Gruppe gehört.

Auffällig ist, daß im Inneren des Gebirges trotz den vielen Verwerfungen und Senkungen keine Spur der Hanhai-Schichten zu finden war.

Der letzte Abschnitt des Üjürmen-Tau im Südwesten besteht nur aus oberkarbonischen Kalktafeln. Diese Tafelberge sind auf unseren zwei Abbildungen No. 119 und 120. zu sehen.

18. Die Grabensenke des Kokschal.

Einer der typischsten Züge des Süd-Tienschan ist der mehr als 200 km lange Graben des Kokschal. Dieses Einbruchstal führt von der hohen Aksaj-Hochebene fast geradlinig, mit unbedeuten-

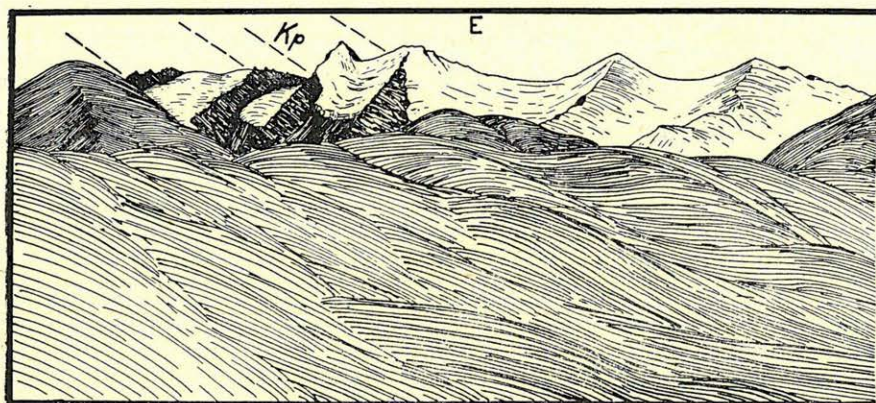
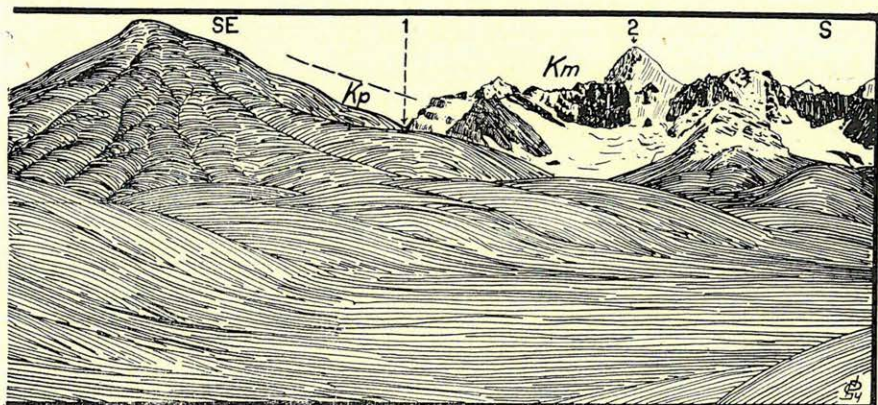


Abb. 122. Im Osten (E) der Karakorum, im Süden das Kogart-Gebirge vom Lagerplatz 1909. IX. 9—10. (5470 m) 1. Scharte des Kokschal-Kogart-Passes, 2. Pik Kogart. Kp = Schiefergebirge, Km = Karbonkalk.

den Abweichungen von der östlichen Richtung in diejenige Ecke des Tarim-Beckens, in welche vom Norden der Saridschas-Fluß im unteren Lauf auch Kumarik oder Aksu genannt, vom Westen aber der Tauschkan-Darja einmündet. Ein solches Treffen zweier Flüsse ist am Rande des Tarim-Beckens nicht alleinstehend. Der Tauschkan-Darja, von der Mündung des Üsüngegusch bis zur oberen Ende der Grabensenke Kokschal-Fluß genannt, gehört zu der Gesellschaft der für den Mittel-Tienschan sehr charakteristischen Längsflüsse. Im Norden erheben sich die Kokschal- und Bedel-Bergketten hinter ihm. Im Süden bestehen die Berge aus drei auffallenden Abschnitten. Die drei Abschnitte sind im Westen der Uru-Tau, in der Mitte der Apatalkan-Tau und im Osten das Kara-

take-Gebirge. Von dem unter dem Apatalkan-Tau liegenden Abschnitt des Kokschal-Grabens brachten KEIDEN und GRÖBER (letzterer im selben Jahre wie ich) vor mir bedeutende geologische Aufzeichnungen, während der obere Teil bis zum heutigen Tage unbekannt blieb.

Die Grabensenke ist nicht so einheitlich, wie die des Jordantales, wenn auch die einzelnen Abschnitte der Reihe nach folgen. Die Grabensenke ist aus mehreren, parallelen, aber geometrisch nicht in einer Linie liegenden, schmalen, langen Grabenabschnitten zusammengesetzt. Einer der nicht einmal eingesunkenen Abschnitte steht in der Mitte der Grabensenke als eine Felsmauer hervor. Es ist der Merketsch-Dag drinnen im Graben in der Hauptachse. Dieser Merketsch-Dag ist etwas länger als 100 km,



und ist so schmal, gerade und von gleichmäßiger Höhe als ob er von Maurern erbaut wäre. Der Merketsch-Dag ist nicht ganz W-O-achsig, sondern er weicht in eine WSW-ONO Richtung aus. Er sitzt also schief im Graben. Im Westen haftet er dem Üsüingegusch-Gebirge an, im Osten starrt er in die Wüste der vorerwähnten Ecke des Beckens, unter dem Bedel-Gebirge. Dort wo er dem Üsüingegusch-Gebirge anhaftet, wird der Graben des Kokschal zu seinen Füßen gedrängt, so daß hier die Grabensenke zwei Streifen hat. Der eine (nördliche) ist der Merketsch-Dag, der andere (südliche) der eingesunkene Kokschal-Graben. Im westlichen Abschnitt befindet sich aber der eingesunkene Streifen des Kokschal-Grabens auf der Nordseite des Merketsch-Dag, und hier stößt der Merketsch-Dag an das Gebirge im Süden, genannt Uru-Tau. Der Merketsch-Dag gleicht also einem Holz-Balken der in dem schmalen Gebirgsbach hängen bleibt. Jedenfalls wird aber durch ihn

die Grabensenke in drei Abschnitte geteilt. Diese drei Abschnitte kann man durch die zwei größten nach Süden in den Kokschal mündenden Flüsse des nördlichen Gebirgszuges trennen. Es sind der Keng- und der Üsüנגegusch-Fluß. (S. Taf. XI).

Das Bild des Abschnittes über dem Keng-Su wurde schon in eine anderen Kapitel besprochen. Der unter dem Keng-Su liegende Abschnitt wird durch den andersartigen Aufbau des Südabhanges in zwei Unterabschnitte geteilt. Auf der Südseite ist nämlich das Bild des Apatakan-Tau und des Karateke-Tau verschieden. An der Grenze der beiden ist auch die Grabensenke ein wenig ge-

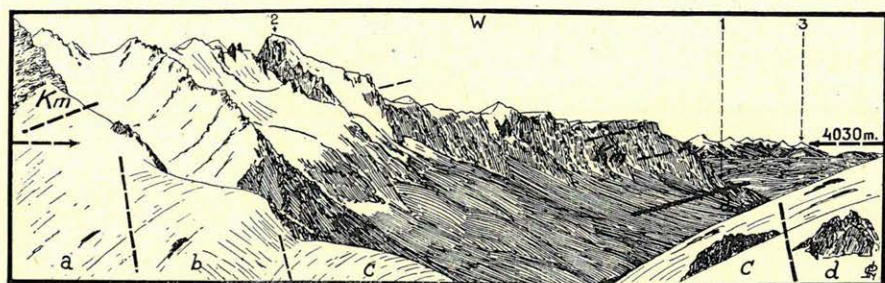


Abb. 125. Das Kogart-Gebirge von dem Kokschal-Kogart-Paß. (4050 m)
 1. Tal des Müdürüm-Flusses, 2. Pik-Kogart, 3. Das Ostende der Boguschti-Bergkette des Ujürmen-Tau. a = Kalkiger Sandsteinschiefer, b = Kristalliner Kalk, c = Eisenhaltiger Tonschiefer, d = Grün zerfallender glimmeriger Sandsteinschiefer. Km = Weißer (Tschakirkurumer) Karbonkalk.

brochen. An der Bruchstelle mündet der große Fluß Karakol in den Kokschal. Diese Erscheinungen sind innig miteinander verknüpft.

Der Abschnitt des Kokschal-Grabens zwischen der Mündung des Karakol und des Üsüנגegusch ist 55 km lang. Morphologisch liegt das Ende der Grabensenke bei dem Schuttkegel des Üsüנגegusch. Der Merketsch-Dag ist hier unterbrochen. Offensichtlich ist er hier an einem Querbruch in die Tiefe gesunken und unter der riesigen Menge von Schotterfüllung des Utschturfan-Beckens begraben. Das Utschturfan-Becken kann als eine tektonische Fortsetzung des Kokschal-Grabens betrachtet werden, da sich die Grabensenke in östlicher Richtung trichterartig ausdehnt und mit dem Becken verschmilzt. Auf drei meiner Abbildungen wird dieser Abschnitt des Kokschal-Grabens dargestellt. Eine von ihnen wurde mit Hilfe einer fotografischen Aufnahmeserie hergestellt, wobei auch die Einzelheiten des Badland berücksichtigt

werden konnten. Hier bildet aber das Antlitz der Bergketten den Stoff der Interesse. Die Gebirgsketten nördlich vom Merketsch-Dag sind aus der Grundgebirgsfaltung des Bedel-Bogen ausgestaltet. Der Bedel-Bogen schmiegt sich an den Kokschal-Graben gebogen an. Die Fels-Alpen zeigen von weitem sichtbare, gleichmäßig gefaltete Schichten. Das west-östliche Streichen der näherstehenden Berge biegt gegen Norden um, wodurch im Hintergrund überall nur Schichtenköpfe zu sehen sind. Die Schichtenköpfe liegen dort entsprechend der Nord-Süd Richtung der Grundgebirgsfaltung. Das Nord-Süd-Streichen der Schiefer am Ost Ende

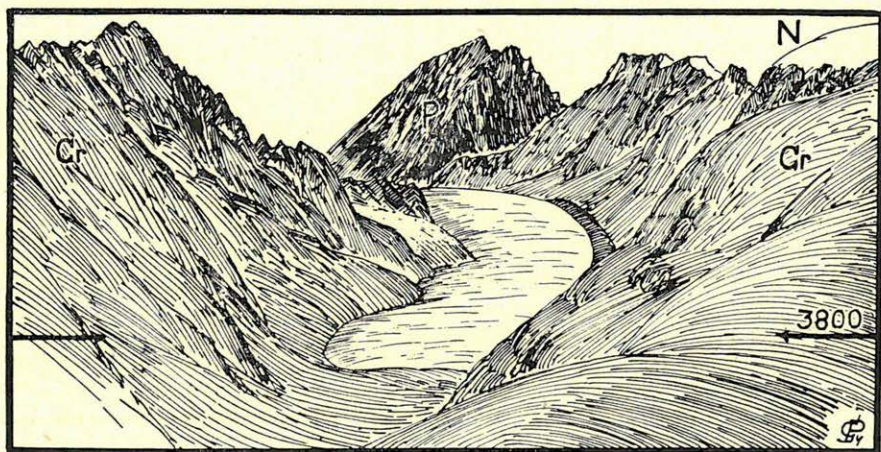


Abb. 124. Keng-Su Gletscher von dem Kum-Bel aus (3850 m) Gr = Granit, P = Unbekanntes schiefrig-geschichtetes Gestein.

des Kukurtuk- und des Borkoldaj-Gebirges ist also nicht nur von lokaler Bedeutung. Die Erörterungen Keidels bezüglich des Bedel-Bogens werden auch von mir in ihren wichtigsten Teilen bestätigt.

Aus diesen Tatsachen kann man auch auf weitere Dinge schließen. Und zwar, daß die nördlichen Randbögen und bogenartigen Bruchlinien des Tarim-Beckens, die diesem zu gebuchtet sind, ursprünglich auf die Struktur der Faltung des Grundgebirges folgen lassen. Auf meiner viele tausend km langen Reise in Asien habe ich wenig Stützpunkte dafür gefunden, daß das präkarbonische Grundgebirge durch seine ursprüngliche Gestalt das heutige Antlitz der Oberfläche beeinflusst hätte. Der Bedel-Bogen hat aber seine konvex gegen Süden gefaltete Gestalt zweifelsohne vor der unterkarbonischen Überflutung, und zwar lang vor dieser, aufgenommen. Die unterkarbonischen Tafeln liegen flach den ab-

geschnittenen Schichtköpfen der verdrehten, zerpreßten Schieferfalten auf. Nicht nur die Faltung ging dem Karbon zuvor, sondern es spielte sich zwischen beiden auch jener Zyklus der Gestaltungsgeschichte ab, in dem nach der Theorie von Davis die Falten zu einer Halbebene abgehobelt werden. Auf diesen entfernten Bergen sind auch die Spuren der karbonischen Tafel zu sehen. So scheint der Mindagöl-Berg (5 Grad) ebenso wie der Berg in 340 Grad Richtung ein Kalkstein-Tafelberg zu sein.

Der besprochene Graben wird von der Nordseite in der ganzen Länge von 55 km von dem Merketsch-Dag begränzt. Vorher

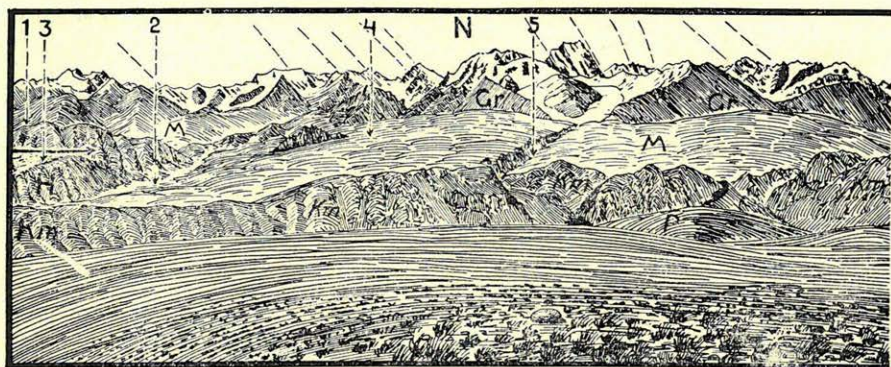


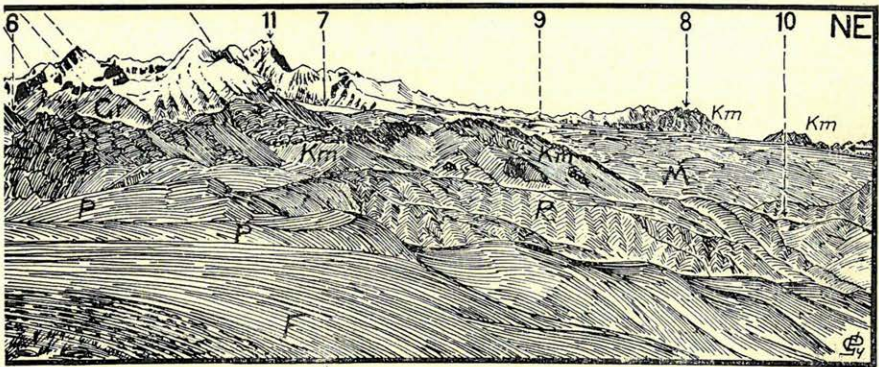
Abb. 125. Ansicht des Sarbulak-Kaptschagaj und des Kokschal-Tau von der Rumpffläche des Terskej-Sarbulak. (3500 m). 1. Balgandi-Tal, 2. Tschitschirganak-Tal, 3. Töömojun, 4. Kirgobel, 5. Singhardjar, 6. Keng-Su, 7. Tschunkurtschak-Gletscher, 8. Der erste westliche Berg des Merketsch-Dag, 9. Kürküre-Tal, 10. Östliches (Unteres) Tor des Sarbulak-Kaptschagaj, 11. Tschunkurtschak-Berg.

sei erwähnt, daß nach Beobachtung KEIDELS der ganze Merketsch-Dag die Front einer gegen Süden gerichteten tertiären Verschiebung ist. Er meint, daß die ursprünglich gleichartige Crinoidenkalksteinwand, welche durch Zerbröckeln heutzutage das Bild zerzagter Klippen zeigt, von Norden her über die Hanhai-Schichten ja sogar noch weiter, über die Grundgebirgsfaltung der Südseite der Grabensenke, nach seiner Benennung Apatalkan-Schiefer, geschoben ist. Die Grabensenke ist an derjenigen Stelle am schmalsten, wo der ihr aufgeschobene Bogen die südlichste Lage einnimmt, nämlich zwischen dem Kisilgumbes und dem Tisekterdy. Der Graben ist aber auch hier, in der größten Einengung, immerhin auffallend breit.

Die Kalksteinwand des Merketsch-Dag liegt auf roten bis ziegelroten Sandstein-Schichten. Von den unterkarbonischen

schieferigen Sandstein-Schichten sind sie leicht zu unterscheiden, weil das postkarbonische Alter durch das überwiegend kalksteinhaltige Material verraten wird. Der rote Sandstein unter dem Merketsch-Dag fällt ebenso gegen Norden, stellenweise auch mit demselben Streichen, wie der auf ihm ruhende Crinoidenkalk. Im allgemeinen ist sein Streichen jedoch verschieden. Ich habe öfters gesehen, daß die Bänke des roten Sandsteins und des braungrauen Konglomerats vom Streichen des Crinoidenkalkes wesentlich abweichen.

Das Bild des Karateke-Gebirges ist aber grundverschieden von



dem des Merketsch-Dag. Man findet hier dunkle, flache Berg-
rückens, Schollen die von den unterkarbonischen Kalktafeln ge-
bildet sind, in ihnen breite, geräumige, ebene Täler, und nur stel-
lenweise sind kurze, scharf eingesägte Schluchten zu bemerken,
aber auch diese nur mit wenigen hundert Meter Tiefe.

Der Abhang des Karateke-Gebirges ist aber an der dem
Kokschal-Graben zugewendeten Seite scharf abgeschnitten, und

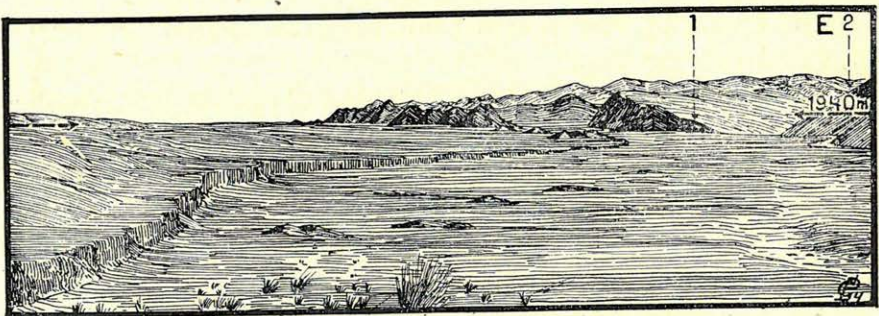


Abb. 126. Das Kokschal-Tal unter dem Djalantschai-Karaul. 1. Schina-
Dawan, 2. Karaturuk-Tal.

wird dadurch zu einem unübersehbaren gleichmäßigen langen, Bergabhang. Dies ist offensichtlich durch einen großzügigen Bruch entstanden. Zwar wird der steile Berghang heute in seiner ganzen Länge von dem Kokschal-Fluß untergraben, doch veränderte der Fluß nicht viel am Gesamtbilde. Nicht einmal wahrnehmbare oder sichtbare Bogenkrümmungen wurden in den Abhang gegraben. Der Berghang ist in seiner 50 km Länge so auffallend gerade, daß er nur durch tektonische Gründe entstanden und diese Gestalt aufnehmen konnte. Natürlich steht die heutige Oberfläche im Graben unter dem Einfluß des Merketsch-Dag. Aus

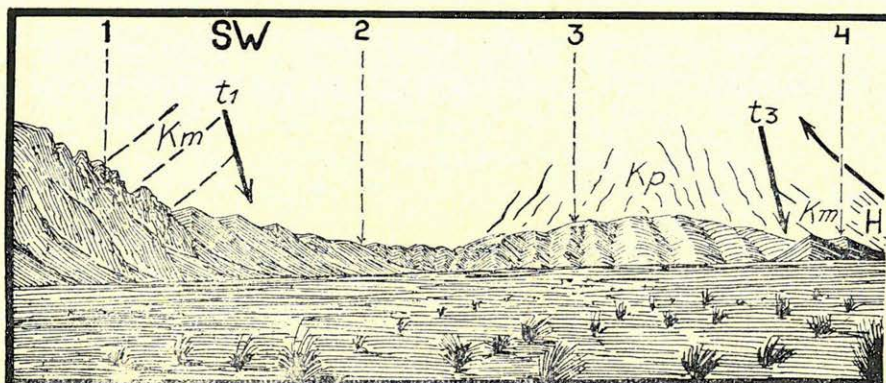
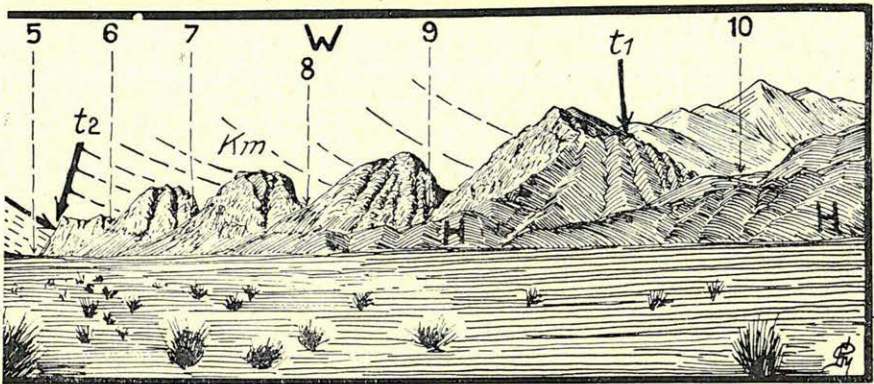


Abb. 127. Das Kokschal-Tal westlich des Kisil-Gumbes. (2150 m). 1. Karatschi-Berg, 2. Bülötü-Tal, 3. Aktshi-Berg, 4. Kukuldschan-Berg, 5. Kokschal-Fluß, 6. Westl. Merketsch-Tal, 7. Karabel-Tal, 8. Ostl. Merketsch-Tal, 9. Taldibulak-Tal, 10. Karakol-Tal. Zwischen den Verwerfungen t_1 und t_3 die Grundgebirgsfaltung aus Apatalkan-Schiefer (Kp). Km = Karbonkalk. H = Hanhschichten. Der zweispitzige Pfeil zwischen den Verwerfungen t_2 und t_3 = Überschiebung. t_1 — t_1 = Die Grabensenke des Kokschal. Zwischen 5—10 der Merketsch-Dag. Zwischen t_3 und t_2 die Kokschal-Schlucht.

den Schluchten des Merketsch-Dag brechen wasserreiche Bäche hervor, die große Mengen von Schotter in den Graben hinabführen. Sie schütten den Graben bis zum Kokschal-Fluß, welcher so unter das Karateke-Gebirge gedrängt ist, mit dem Schottermaterial des dem Flusse zufallenden Abhangs auf. Dieses Bild wird durch die Abbildung No. 126 dargestellt, zugleich wird auch bewiesen, daß der Kokschal genug Energie besitzt, um in weiten Schlingen seine Terrassen unter den Schotterhang zu bauen.

Gemäß meiner Kartenaufnahme mündet in der Nähe des 78. Längengrades von Norden her der mächtige Karakol-Fluß in den Kokschal. Brücken gibt es hier keine. Am 14. Sept. 1909, also schon

Ende der großen Schneeschmelze war es nicht leicht dieses reißende Wasser zu überqueren. So ist es verständlich, daß der obere Lauf des Kokschal-Grabens bis heute unbekannt blieb. Der Karakol nämlich braust bis an das Kukuldshan-Gebirge heran, sodaß eine Sackgasse entsteht. Mit dem üblichen Reisegepäck wäre sogar viele Wochen später eine solche stürmende Flut unmöglich zu überqueren, und so über den Kokschal-Graben zu kommen. Ich zog viel Nutzen daraus, daß meine Ausrüstung, dem Hochgebirge angepaßt, so leicht war, ob zwar ich deswegen auch manche Entbehrung zu erdulden hatte.



Die Mündung des Karakol ist auch in orotektonischer Hinsicht von ausschlaggebender Bedeutung, denn von hier aus verändert sich das Antlitz des südlichen Abhanges. Die unterkarbonischen Kalktafeln sind hier verschwunden, das südliche Gebirge ist ausschließlich von Apatakan-Schiefer aufgebaut. Dies ist die Grenze zwischen dem Karateke- und dem Apatakan-Gebirge, die durch eine Nord-Süd Bruchlinie gebildet wird. Das Gebiet des Karateke-Gebirges ist eine Scholle, welche tiefer als das Apatakan-Gebirge niedergesunken ist. Infolgedessen entstand eine tektonische Stufe. Diese Stufe wurde aber von der Denudation ausgeglichen. Die Gestalt der beiden Schollen zeigt jetzt keinen Sprunghöhenunterschied mehr. Doch besitzt das Apatakan-Gebirge einen besonderen, charakteristischen Zug, u. zw. infolge der Aufwölbungsachse des fillitischen Grundgebirges. Im tektonischen Streichen des Grundgebirges liegen hier weite Längstäler. Die mezozoische Rumpffläche des Grundgebirges wurde in einem neuen Zyklus, durch juvenile Erosion wiederum zerteilt. Der Kokschal-Fluß schmiegt sich genau an das Streichen (240 Grad) des Schiefer-Grundgebirges, und zwar in einer Länge von 45 km, im Abschnitte zwischen

den Upatalkan- und Karakol-Tälern. Das Tal ist hier schnurgerade. Die Parallelität der Faltung ist auch im Apatalkan-Gebirge auffallend. Die Gitterstruktur wird auch durch meine Reiseroute bewiesen. Im Innern des Apatalkan-Gebirges war ich gezwungen stets in einer Entfernung von 8—9 km von der Kokschal-Bruchlinie einer geraden Linie zu folgen.

Nicht ohne Grund mündet der Karakol bei der erwähnten Bruchlinie. Der Karakol ist sehr wasserreich. Er wird von den großen Gletschern des Kokschal-Tau ernährt, ist also ein großes Quertal des Kokschal-Tau. Er bereitete Mitte September auch in den Frühstunden große Schwierigkeiten beim Durchwaten. Nachdem er den Merketsch-Dag durchbricht, mündet er in 2300 m Höhe mit solcher Fließkraft in den Kokschal, daß er sogar diesen in die vorher erwähnte Querbruchlinie mitreißt. Nur der breite Schuttkegel des Bülötü drängt den Fluß wieder zurück zu dem Ksilgumbes, in die Mitte des schon besprochenen östlichen unteren Grabens. Die Abbildung No. 127 beweist, daß der Abschnitt der Kokschal-Grabensenke von der Mündung des Karakol bis zum Üsüngegusch ein selbständiger abgesonderter Teil ist, ein Grabenstück im Grabensystem. Er kommt am westlichen Ende durch einen querstehenden Berg zum Abschluß. Dieser Berg kommt auf der Abbildung mit dem Nahmen Aktschi und Kukuldschan vor. Die ganze Grabensenke wird von dem äußersten t_1 -Zeichen begränzt, in ihm wird der Graben-Teil durch die t_2 -Zeichen gezeigt, während t_3 auf denjenigen Teil der Bruchlinie hinweist, der im Osten unter dem Schutt des Kokschal von der Oberfläche verschwindet, wogegen sie im Westen dem Nordrand des Apatalkan-Gebirges entlang zieht, u. zw. noch über dem Keltebuk-Paß hinaus. Auf der Abbildung No. 127 sehen wir den Südabhang des unter dem Karakol liegenden Grabenabschnittes, vorne mit dem östlichen Kap des Apatalkan-Gebirges.

Gegen Westen ist der nächste Abschnitt von selbständigem Aufbau der großen Grabensenke zwischen dem Karakol und Keng-Kol. Auch dieser ist etwa 48 km lang und genau so geradlinig, wie oberwähnter. Im Osten verhältnismäßig schmal, verbreitert er sich gegen Westen gleichmäßig, um endlich als fast 10 km breiter Graben am Sarbulak-Berg plötzlich abzuschneiden. Das Bild der Struktur ist ähnlich dem östlichen Abschnitt. Den hier beschriebenen Grabenabschnitt könnte man *Djalantscher-Abschnitt* oder Gegend nennen. Dieser Name wird dort von jedermann gebraucht, da es der Name des einzigen Karawanserajs und des jetzt vollständig verlassenen Grenzwachpostens ist (1909).

Auch im Abschnitt zwischen dem Karakol und dem Keng-Kol steht ein solcher Posten, das Karabulak-Karaul. Den *Karabulak-Abschnitt* ging ich das einermal im Talgrund entlang, das zweitemal auf der Südseite über den Bergrücken von Kara-Kungej des Apatalkan-Gebirges. Der Kokschal-Fluß tritt in den Karabulak-Abschnitt in einer Höhe von 2600 m ein, verläßt ihn in 2500 m Höhe. Der Pfad des Kara-Kungej führt über die Höhen 3120—2880—3500—2900—2800—3750 Meter. Der letzte, genannt Keltebuk-Paß ist schon auf der Grenze des dritten Graben-Abschnittes.

Auf der Abbildung No. 125 ist der Bergrücken zu erkennen, welcher zwischen dem Karabulak-Abschnitt und seinem westlichen Nachbar dem Balgandi-Abschnitt liegt. Dieser Bergrücken wird durch den Kokschal-Fluß in einer tiefen Schlucht, dem Sarbulak-Kaptschagaj, durchbrochen. Meine Route wird durch die Pfeile 1—6 angedeutet etwas weiter noch durch den Pfeil No. 10. In dem dargestellten Gebiet fließt der Kokschal durch eine 8—900 m tiefe Schlucht. In orotektonischer Hinsicht ist auf der Skizze der schmale Gürtel, aus hellgrauem, kalkspataderigem, dickbankigem Crinoidenkalk auffallend (Km Zeichen), der wie eine Felswand, in gerader Linie, von der Nordseite der Grabensenke auf die südliche überschlägt. Die kaum 2—3 km breite Zone des Crinoidenkalkes steht tektonisch abgesondert auch in der Orographie selbstständig da. Im Osten ist diese Zone zerstückelt und die einzelnen Schollen ragen schroff am Rande des Karabulak-Grabens empor. Im Westen schmiegt sich diese Crinoidenkalk-Zone eng an die Nordseite der Apatalkan- und Uru-Gebirge, ist aber von der zusammengepreßten Fillit-Faltung des Apatalkan-Gebirges doch durch eine schmale Zone von Augitporphyrit-Mandelstein (No. 2—187, auf der Abb. 125 das P-Zeichen) getrennt.

Der Balgandi-Abschnitt endet mit dem Sarbulaker-Damm. Zugleich beginnt hier auf der Südseite des Dammes der Karabulak-Abschnitt, doch so daß die beiden Abschnitte auf einer Länge von 7 km nebeneinander stehen. Es ist das so zu verstehen, daß im Damm des Merketsch-Dag eine 7 km breite Lücke entstand, wodurch die morphologische Verbindung der beiden Abschnitte erleichtert wurde. Die Klippen des Crinoidenkalkes sind hier im allgemeinen 3500 m hoch. Auf dem Bergrücken des Kungej-Sarbulak sind die Klippen bis zu einer Höhe von 5000 m von den Moränen des Tschunkurtschak-Gletschers aus der Burkhan-Zeit bedeckt. Sicher ist, daß in der Zeit der Überschüttung der Sarbulak-Klippen durch Moränen, diese Klippen kaum aus jenen herausragten. So ist auch das Problem des Durchbruchs

geklärt. Die Schmelzwässer fanden in der Lücke mindestens fünf Durchflußstellen, wenigstens konnte ich soviel zwischen den Sarbulak-Kaptschagaj- und Kürküre-Bächen finden. Der Kokschal-Fluß wählte sich den westlichsten, fünften und vertiefte ihn seither bis 2600 m. Der westliche der beiden Durchflüsse des Kungej-Sarbulak liegt 2900 m hoch. Die übrigen gegen Osten zu liegen alle höher. Gleich unter den Durchflüssen, ganz bis zum Lauf des aus dem Kaptschagaj heraustretenden Kokschal, liegt unter der Höhe von 2800 m in beträchtlicher Dicke fluvioglazialer Schotter. Neben dem Kokschal ragt noch eine Klippe aus dem Schotter heraus, der Arparar-Tasch. Auch diese Klippe zeigt, noch in dem Merketsch-Dager Streichen, genau 60° gegen Norden einfallende Schichten.

Als Torpfosten stehen die 5500 m hohen Klippen der Kalksteinwand auf beiden Seiten der 7 km breiten Sarbulak-Lücke. Nördlich der Lücke liegt die 7—8 km breite Moränenlandschaft Kum-Bel (Sand-Paß). Sie erstreckt sich weit über die Höhe der Klippen der Lücke hinauf. Der Pfad, den ich ging, zog bis in die Höhe von 5850 m hinauf, weil auf dem Moränenrücken wegen der großen Menge der Felsblöcke der durchnäßte Boden mit seinen kleinen Seen schwer zu begehen ist. Da die Moräne ganz bis zur Schlucht des Kokschal hinabreicht, kann ihre Dicke kaum weniger als 1500 m sein. Der Balgandi-Graben ist also im Osten vollständig mit Moränen gefüllt, wogegen der Karabulak-Graben ein leerer, wüster Steppengrund ist. Das Wiesengras der Moränen wird hier also unverzüglich von Steppengras und Halbwüste abgelöst.

Der Berghang, der im Osten sich vor den Balgandi-Graben stellt, und das vom Keltebuk-Berg eingenommene Westende des Karabulak-Grabens sind miteinander parallele, und quer auf den Graben gerichtete Bruchlinien. Auch heute fließt der Kokschal-Fluß, nach seinem Austritt aus dem Kaptschagaj im Streichen des Keltebuk, den die Kirgisen unter dem Namen Tschapkan-Kia kennen. Ungefähr in 10 km Länge fließt der Kokschal durch diesen gerichtet gegen Südosten, nur dort wo er die Ecke des Karabulak-Grabens erreicht, wendet er sich am Rande des Grabens gegen Ostnordost. Bei dem Erreichen eines Bogens von 70° mündet der wasserarme Graben des Upatalkan ein.

In dem Karabulak-Graben ging vor mir, fast genau auf derselben Route, Merzbacher, doch ist mir von seinem Wege wenig bekannt. Die Struktur des Grabens scheint einfach zu sein. Im Norden steht die lange Klippenreihe des Merketsch-Dag, zwischen

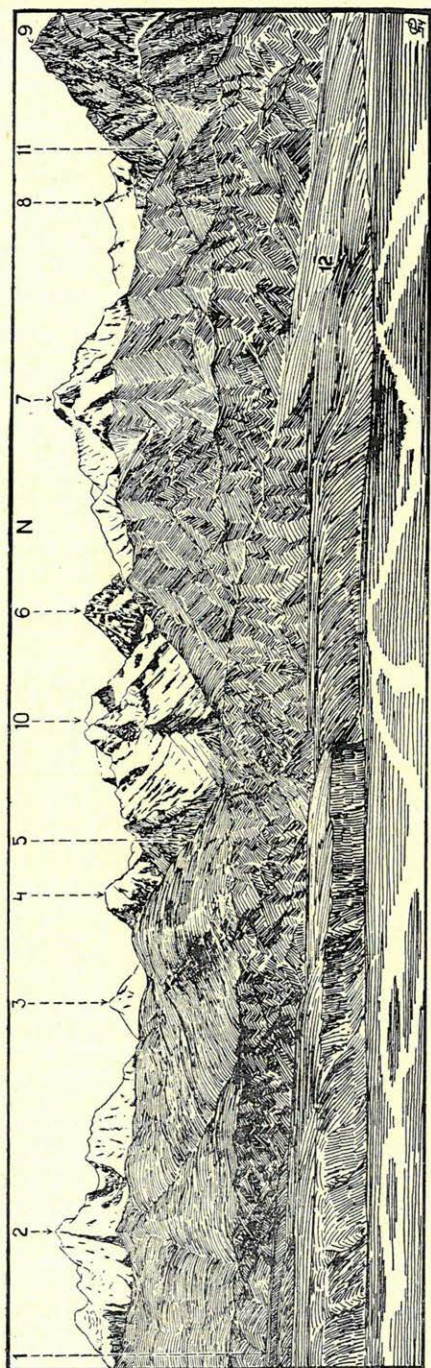


Abb. 128. Der Tschunkurtschak-Karabel Abschnitt des Kokschal-Gebirges von der Umgebung des Karabulak-Karaul aus (2480 m). 1. Terrassen-Landschaft des Kotondjar, 2. Tschunkurtschak-Berg (westlich fließen der Tschunkurtschak-Gletscher und Fluß), 3. West-Kürküre Berg, 4. Ost-Kürküre Berg, 5. Kürküre-Tal, 6. Machatschek-Berg, 7. Großer Merketsch, 8. Bergketten zwischen den Merketsch- und Karabel-Tälern, 9. Der erste Berg der Kalksteinwand des Merketsch-Dag von Westen, 10. Ost-Kürküre-Berg, 11. Westl. Merketsch-Tal, 12. Karabulak-Karaul.

denen große Gletscherbäche, der Kürküre, Merketsch, Karabel, noch ein Merketsch, und einige kleinere Bäche herausfließen. Zwischen den Klippen sind Nadelgehölz, weiter entfernt auch Schneefelder sichtbar. Am Fusse der Klippen finden wir aus rotem Konglomerat bestehende, zweifellos hanhaische, gegen Norden fallende Bänke, die in dicke Stufen zernagt sind. Weiter oben liegen regelmäßige, ohne Bruch und Faltung, ruhig abgelagerte nördlich einfallende Crinoidenkalkschichten. Vor den Klippen liegt mächtig, den Graben in seiner ganzen Breite ausfüllend, grauer, grober stellenweise kalkiger Schotter, in welchem der Kokschal und seine nördlichen Nebenflüsse ihre Terrassen bauten. Auf der Südseite fließt kein erwähnenswerter Nebenfluß zu, da hier die flach ausgebreiteten Steppen des Apatakan-Gebirges liegen. Der Fluß untergräbt häufig das Gebirge, sodaß bei der Mündung des Korun-Baches sogar ein kleiner Hügel aus Fillit abgeschnitten wurde. (Abb. 128).

Der *Balgandi-Graben* der Grabensenke liegt zwischen dem Sarbulak-Kaptschagaj, beziehungsweise zwischen der hinter ihm liegenden Tschunkurtschak-Moräne und dem Sulu-Sarbie Tal. Seine Länge beträgt 54 km. Dieser Graben zeigt auf der Karte ein regelmäßiges 10 km breites längliches Viereck. Seine beiden Enden sind so scharf abgeschnitten, wie man es kaum anderswo finden kann. Selten gibt es einen so regelmäßigen Längsgraben in einer tektonischen Senkung. Er ähnelt in seiner Gestalt, abgesehen von der Verschiedenheit der inneren Ausfüllung, dem Badener Rhein-Graben, und es ist seltsam, daß der Kokschal im Osten seinen Ausfluß gerade so wie der Rhein auf der einen Seitenecke hat. Der Balgandi-Graben ist in seiner ganzen Breite mit Hanhai-Schichten, hauptsächlich mit Rotsandstein ausgefüllt. Die stellenweise 60 Grad einfallende und unregelmäßige Zusammensunkenheit der Struktur der Hanhai-Tafeln weisen zweifellos darauf hin, daß der Graben geologisch jung ist. Die Hanhai-Schichten sind nicht als Füllung im Graben entstanden. Davon können wir uns auf sämtlichen Rändern überzeugen, denn die Rotsandstein-Tafeln schmiegen sich nicht mit ihrer Schichtung den älteren Gesteinen an, sondern sie lehnen sich in mehreren hundert Meter Höhe an fast senkrechte Mauern. Der Rotsandstein ist an den Randverwerfungen nicht grober wie weiter innen. Zwar war eine Regelmäßigkeit dadurch festzustellen, daß die Tafeln der Südseite in der Länge nach Norden, die der Nordseite dagegen nach Süden fallen, aber in dem Ojlama-Tal habe ich, unmittelbar an den 60 Grad einfallenden Tafeln des Nordrandes, eine große Tafel in vollständig

wagerechter Lage gefunden. Daraus läßt sich folgern, daß die Hanhai-Schichten einst als Dachbedeckung und nicht in dem Graben durch Aufsammlung entstanden sind und der Denudation entkamen indem sie mit dem Graben in die Tiefe sanken. Dieser Denudation waren die hochgebliebenen Gebirge der Umgebung ausgesetzt. Daß die Oberfläche des Rotsandsteins, der den Graben ausfüllt, als gleichmäßig flach und eben erscheint und keine schollenartige Tafelform besitzt, ist das Ergebnis der späteren Abtragung. Der Sandstein und der diesem aufgelagerte graue sandige Schotter, sowie die Moränen und auch die tiefeingeschnittenen Schluchten der Flüsse sollen an einer anderen Stelle besprochen werden. Hier möchte ich nur meine, sich auf die Orotektonik beziehenden Beobachtungen veröffentlichen.

Der Balgandi-Graben, im Osten von dem sehr hohen Gebirge der Üsüngegusch-Gruppe abgesperrt, ist der südlichste, und meiner Meinung nach ein ziemlich abgesonderter Teil des Gebirges. Es ist anzunehmen, daß er vom Tschunkurtschak-Tal und den Tälern der westlichen Karabel-Gletscher umgürtet wird. Die höchsten Gipfel bleiben kaum unter 5500 m, und der Tschunkurtschak-Berg No. 11 der Abbildung No. 125, ist wenigstens so hoch. Der westliche Fuß dieser Gebirgsmasse besteht aus Granit. Auch die Moränen des Tschunkurtschak-Gletschers zeigen durchwegs Granit-Schutt. Die bezeichnete Abbildung beweist uns gleichfalls, daß der Großteil der Gipfel und Kämme aus prächtig geschichteten Gesteinen besteht, und zwar auf Grund des Schuttmaterials beurteilt, hauptsächlich aus hellgrauem oberkarbonischem Kalk. Die nördliche Verwerfung des Balgandi-Grabens setzt sich also nicht gegen Osten fort, oder wenigstens sein tektonischer Einfluß wird nicht wahrnehmbar.

Wenn wir von der Südostecke des Grabens gegen Westen zu schreiten, sehen wir hinter dem Graben ganz bis zum Balgandi-Tal ein echtes Riesengebirge, und zwar unmittelbar dem Graben entlang. Auch der südliche Fuß dieses Gebirges besteht aus Granit, aus Porphyrbiotitamphibolgranit (No. 2—167.). Der höchste Gipfel des Gebirges aber, der Cholnoky-Berg (Abb. 125. neben No. 5), zeigt ebenso geschichtetes Gestein, wie alle übrigen Gipfel und Kämme um ihn. Die Schichten dieser Gipfel liegen scheinbar alle parallel und fallen steil in nordöstlicher Richtung ein. Hinter dem großen Gletscher des Keng-Su aber sah ich auch ein auffallend dunkles tonschiefriges Gestein, (Abb. 124) das sicher stark gefaltet und womöglich senkrecht steht. Hieraus zog ich die Vermutung daß die südliche Hälfte der Cholnoky-Gruppe eine mit

Granit durchbrochene Schieferfaltung ist, der sich, von Nordosten her eine aus Karbonkalk bestehende leichter gebogene Faltung anschließt. Wie die auf der Nordseite der Cholnoky-Gruppe festgestellten Angaben beweisen, zeigt die Struktur dort tatsächlich dieses Bild. Daher ist meine Annahme begründet nach welcher man den Bedel-Bogen von hier aus weiter gegen Nordwesten verfolgen kann.

Der Balgandi-Graben wird weiter westlich an der Nordseite vom Bosadir-Gebirge begleitet. Diese 45 km lange zusammengebrochene Kalktafel, ruht ebenso auf einem Granit-Grundgebirge,

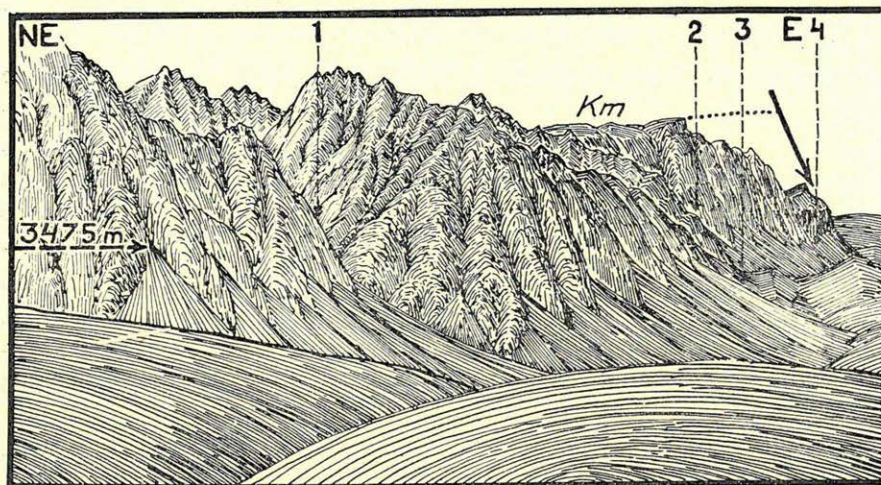
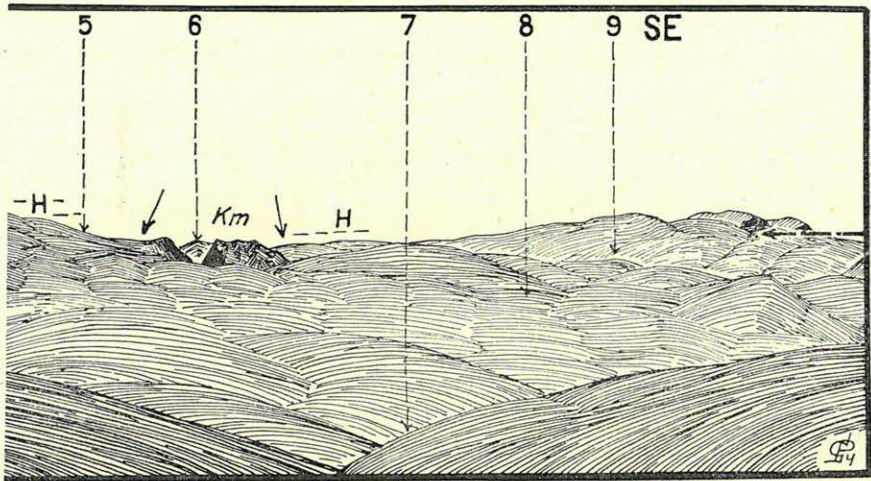


Abb. 129. Das Kokschal-Tal zwischen dem Kogart und Tschitschirganak. 1. Kogart-Schlucht, 2. Kuru-Sai, 3. Teschik-Tschap, 4. Balgandi, 5. Töö-Mojun, 6. Sarbulak-Kaptschagaj-Schlucht des Kokschal, 7. Kogart-Tal, 8. Besch-Mojnok, 9. Der Kokschal-Fluß oberhalb der Balgandi-Schlucht. Km = Karbonkalk. H = Hanhai.

wie die Bergriesen um den Cholnoky-Berg. Bei der Beschreibung der Aksaj-Hochebene habe ich auf die südliche Verwerfung der Bosadir-Kalktafel, auf diese von weitem auffallende Felswand hingewiesen, in die zwar die Abtragung riesige Lücken schnitt, trotzdem, ihre Einheit behaltend, kühn über den Balgandi-Graben ragt. Diese Felswand beweist noch viel deutlicher das Alter des Balgandi-Grabens. Es ist zweifellos, daß diese Wand schon stand, als der große Gletscher des Aksaj dem Graben zu gravitierte, viel älter kann sie aber kaum sein. Abbildung 129. zeigt ganz deutlich die Ansicht des Bosadir und des Balgandi-Grabens. Jedenfalls ist

es auch auf der primitiven Abbildung auffallend, daß sich der Balgandi-Graben scharf von dem Bosadir abtrennt, daher seine Füllung von jenem selbständig ist. Fast unter der Wand des Bosadir zieht sogar eine Grabenreihe dahin. Die jetzigen tiefen Gräben sind alle nach der Vereisung in den Rotsandstein geschnitten worden, wobei die Schuttkegel des Bosadir höchstens diejenigen Gräben der Hauptverwerfungslinie zugeschüttet haben, welche verhältnismäßig tiefer waren. Der Graben unter der Wand weist mehr darauf hin, daß der Balgandi-Graben sogar nach der Eiszeit noch absank, was am meisten an den Randbrüchen zu spüren ist.



Anderswo habe ich darauf hingewiesen, wie anders die Südseite des Balgandi-Grabens, der jetzt beschriebenen Nordseite gegenüber ist. Im Süden bildet das Uru-Gebirge parallel mit dem Bosadir die andere Seite der großen Grabensenke. Die Entfernung der beiden Käme ist auf meiner Karte 28 km, d. i. die volle Breite der Grabensenke. Dem Uru-Gebirge ist gleich anzusehen, daß es vollständig aus Kalk, und zwar wahrscheinlich einheitlich aus Crinoidenkalk aufgebaut ist, den ich vom Merketsch-Dag bis zur Nordseite des Üsüingegusch-Gebirges und vom Bosadir bis zum Kockkija-Gebirge, natürlich auch weit über diese hinaus, als das vorherrschende Gestein der oberkarbonsichen Überflutung erkannt habe. Der Uru besteht aus Kalkschichten, die in großer Verbreitung, ihren Zusammenhang behaltend, mit 20—30 Grad gleichmäßig gegen Norden einfallen. Die Ränder der riesigen Tafel, die zu steilen, gezackten Felswänden verwittert sind, sieht man schon von großer Entfernung. (Abb. 130.) Soweit der Balgandi-Graben

reicht, fällt diese Tafel in dessen Richtung, ohne Zweifel ist aber die Rumpffläche der Abtragung zu erkennen, die ein um 10—20 Grad geringeres Fallen besitzt als die Oberfläche der abgetragenen Schichten. Ich nehme an, daß auch dieser rumpfflächenartige Hang einst mit Hanhai-Schichten bedeckt war, da hinter ihm und dem Üsüingegusch-Gebirge überall die viele Hundert Meter hohe Hanhai-Decke aufzufinden ist. Durch die epirogene Hebung entstand am erhöhten Uru-Gebirge eine steiler Hang, der die Abtragung des Rotsandsteins erleichterte. Die große Erhebung konnte der Kalksteintafel ihre Biegung geben, die abgesehen vom Kokschal-Graben, eine einzige Synklinale bildet. Die Tafel des

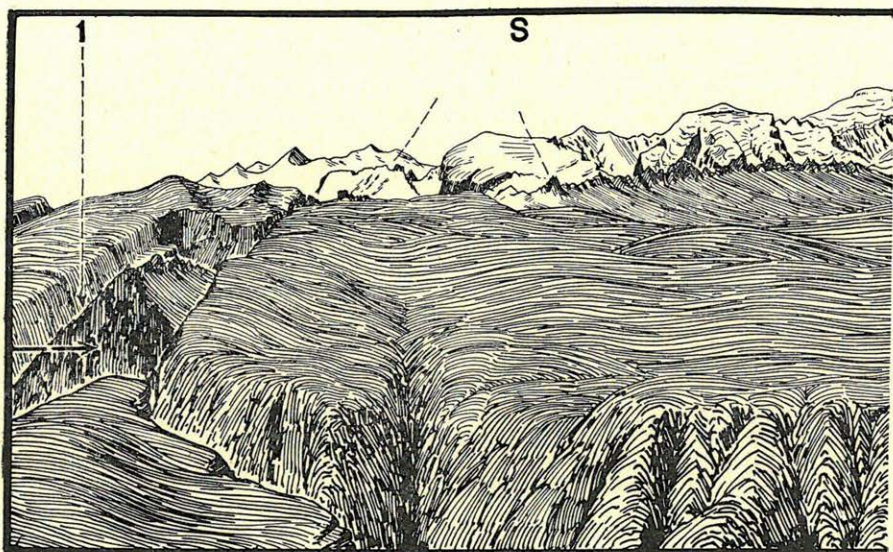
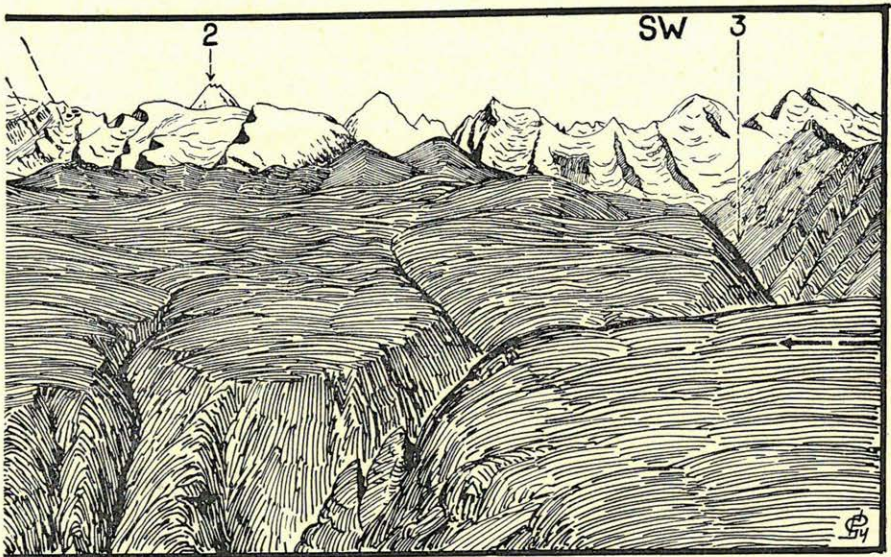


Abb. 150. Das Uru-Gebirge von dem Tschong-Tschitschar-Bel aus gesehen. (5550 b). 1. Altschimbej-Dschilga, 2. Wahrscheinlich der Nikolaj-Berg, 5. Könöksaj-Dschilga, im Vordergrund die große Schlucht des Kokschal.

Bosadir die nach Süden und die des Uru die gegen Norden fällt, veranlassen den Geologen hier eine Synklinale anzunehmen.

So erhalten wir noch einen Anhaltspunkt zur Altersbestimmung der Grabensenke, die nur nach der epirogenen Hebung und als deren Folge entstanden sein konnte. Da der Balgandi-Graben den Nordrand des Uru-Gebirges abschneidet und in dem Kokschal-Graben, also in der tektonischen Tieflinie, die von dem Fluß abgesägten Klippen noch immer das Fallen der Tafel des Uru-Gebirges zeigen, mußte die Achse der Synklinale nahe dem Bosadir-

Fuße gelegen sein. Dies zeigt auf eine assymetrische Synklinale. Auch folgende Annahme kann ins Auge gefaßt werden, daß wir es hier nämlich überhaupt nicht mit einer Faltungssynklinale sondern mit dem beiderseitigen Fallen der, am Fuße des Bosadir entlang laufenden Bruchlinie zu tun haben. Dies scheint auch warscheinlicher zu sein, da die Rumpffläche des Uru der Länge nach gebrochen ist. Unterhalb dem Gürtel der Hochgebirgszone gibt es einen auffallenden Graben, was in dem Tianschan so oft vorkommt. Dieser Graben trennt den unberührten Rumpfflächengürtel von dem zernagten hohen Gürtel, auf welchem, mit ihren großen Gletschern jetzt die vereisten Gipfel sitzen. Da auch dieses



scheidende Grabensystem in einer steifen geometrischen Gerade durch das ganze Uru-Gebirge entlangläuft, müssen wir in ihm eine Bruchlinie sehen.

Der oberste Abschnitt der Kokschal-Grabensenke ist der Tschitschar-Bel, das Tor zwischen dem Chinesischen und Russischen Reich. In dem Tschitschar-Beler Abschnitt ist der Bodengrund der Grabensenke hängengeblieben, da in ihm kein später eingesunkener Graben entstand, wie es in den bisher beschriebenen drei Abschnitten der Fall war. Hinter der im Graben liegenden Querbruchlinie von Sulu-Sarbie nehmen die Kalktafeln des Uru-Gebirges die größere, südliche Hälfte des Trogtales ein. Hier sind sie aber schon dünner. Ihr Nordrand liegt unter dem Bosadir in 3500 m Höhe, wobei dies schon eine Auskeilung ist, denn

unter ihnen, schon von dem Sulu-Sarbie an, besteht jeder Graben und die meisten Pässe aus Biotitgranit. Der Kokschal-Fluß schneidet sich tief in den Kalk ein, 5—600 m tiefe Schluchten bezeugen es. Alle seine Nebenbäche fließen in solchen Schluchten, größten-

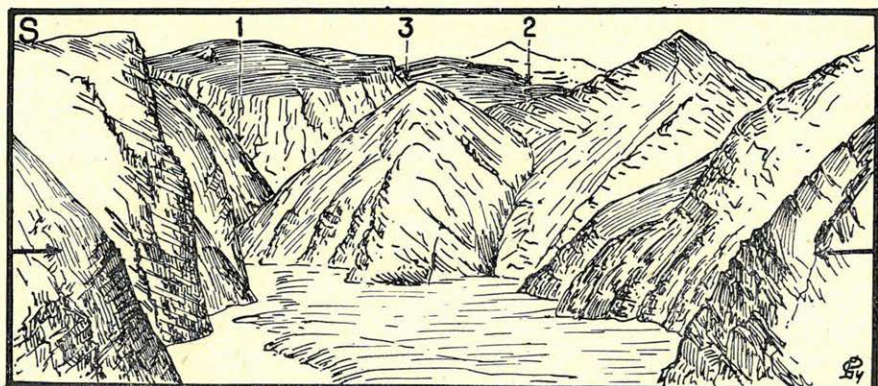


Abb. 131. Das Schluchttal des Sarbulak vom Tschitscharbel. (2950 m).
1. Schlucht des Kokschal-Flusses, 2. Täler der Konoksaj-Gletscher, 3. Altschimbej-Dschilga.

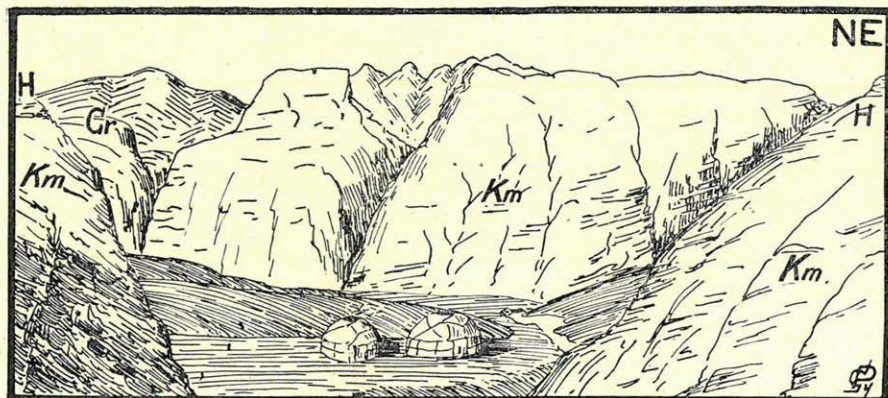


Abb. 132. Das Schluchttal des Sarbulak vom Tschitscharbel. (2950 m).
Gr = Rosa Granit, Km = Atbaschi-Kalk, H = Rotes Konglomerat.

teils auf dem grell leuchtenden weißen Schotterboden der eingestürzten Höhlen (Abb. 131 und 132.). Aber den Blick gegen Norden richtend sehen wir diese Gänge an eine Granitmauer anstoßen, von der die Bäche mit großem Gefälle heruntersprudeln. (Abb. 132.). Im Trogtal des Tschitschar-Bel bin ich auf das Grundgebirge gestoßen. In tektonischen Hinsicht liegt es sehr hoch über dem Bo-

den des Balgandi-Grabens. Aber dieser von den Massen des Biotitgranits fast verschlungene schwarze Kalkspathaltige Kalkschiefer (No. 2—190.) und der dunkelgraue glimmerige Sandsteinschiefer (No. 16.), wie auch der schwarze glimmerige Graphitsandstein (No.

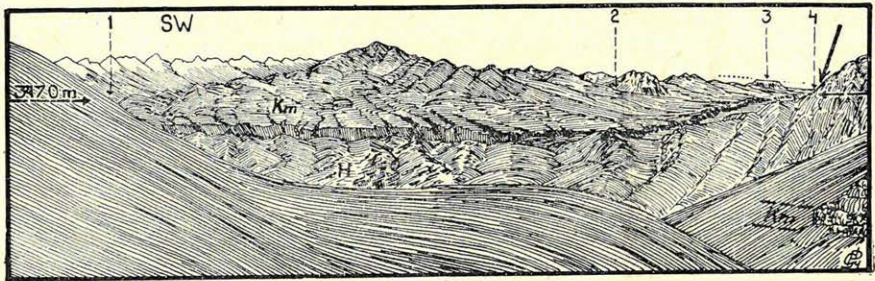


Abb. 155. Das Kokschal-Tal von dem Ojlama-Paß aus (5475 m). 1. Altschimbaj-Tal, 2. Konok-Saj-Tal, (zwischen den beiden und hinter ihnen die Uru-Bergkette). 3. Sumsari-Berg in dem Aksajer Kuldscha-Basch, 4. Kokschal-Fluß. Im Vordergrund das Ojlama-Itschke-Tal. Jenseits der Kokschal-Schlucht rotes Konglomerat. Rechts Km = Karbonkalk.

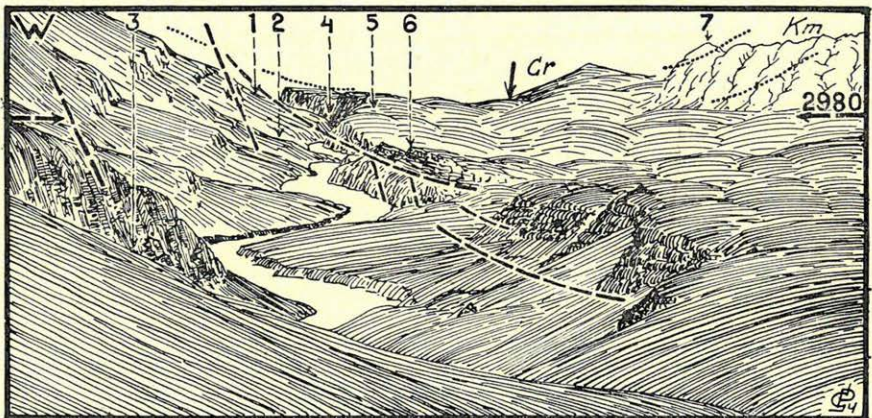


Abb. 154. Das Kokschal-Tal von dem Beschmojnok aus gegen Westen. 1. Börluk, 2. Uru, 5. Kajin, 4. Ojlama, 5. Kurgak-Sarbie, 6. Südliche Kogart-Täler, 7. Kalksteinwand des Bosadir-Gebirges. Im Vordergrund schieferiger Apatakan-Kalk, und Dolomit-Kalk (188) senkrecht gefaltet. Über diesem (punktiert) die diskordante hellgraue Kalktafel (Km). In dem trogartigen alten Talgrund rotes Konglomerat.

17.) samt der Fillitfaltung des Grundgebirges zeigen nicht mehr das Streichen des Bedel-Bogens, sondern das SW-NO gerichtete des Ujürmen-Tau.

18. *Koktan-Tau.*

Zwischen der Aksaj-Hochebene und dem Tarim-Becken breitet sich ein weites Hochland aus. Über dieses Hochland, mit dem Sammelnamen Koktan-Tau, war in der Literatur wenig zu finden, obwohl die ersten zuverlässigen Aufzeichnungen über den Tien-schan durch STOLICZKA gerade von hier stammen, nämlich vom Südrand des Koktan-Tau. Unsere Kenntnisse sind auch über die Orotektonik ziemlich armselig, so daß dieses Gebirge bis zur meiner Reise eines der am wenigstens bekannten Gebiete des Tien-schan war. Der Koktan-Tau ist sehr ausgedehnt. Seine Breite dürfte zwischen dem Tschatir-Kul und den Kaschgarer Vorbergen etwa 150 km, seine Länge zwischen dem südlichen Tal des Apaltkan und dem oberen Becken des Alaiku 280 km betragen. Die hier mitgeteilten Daten meiner Beobachtungen übertreffen mehrfach alle bisherigen Kenntnisse, doch sind sie noch immer lückenhaft, mangelhaft. Im ganzen betreffen meine Beobachtungen drei Linien, von denen zwei in einem Abstand von durchschnittlich 70 km Entfernung das ganze Gebiet von Norden bis Süden durchqueren, die dritte aber durchschneidet den westlichen Teil des Nordrandes der Länge nach. Ich muß noch erwähnen, daß ich diese dritte Linie in starkem Winterfrost mit schweren Entbehrungen beging, wobei mich der schwere Pelz und die Filzstiefel bei der Sammlung der geologischen Angaben, hauptsächlich aber bei dem Aufheben der Gesteine und Versteinerungen sehr behinderten.

Der nördliche Querschnitt, den ich von dem Kokkija-See zu dem Alaiku-Becken aufnahm, ist 165 km lang. Dieser Querschnitt verbindet die beiden Ecken des Koktan-Tau miteinander. An beiden Ecken stehen sehr hohe Gebirge. Das eine, im Osten gelegen, ist die schon in einem anderen Kapitel erwähnte doppelte Uru-Kokkija-Bergkette, das andere, im Westen, ist der in der Nachbarschaft des Tschatirkul weiß schimmernde Kurpe-Tau. In die 65 km breite Lücke zwischen den beiden Eckbasteien reicht die Aksaj-Hochebene in das Gebiet des Koktan-Tau hinein. Man kann auch keine scharfe Grenze zwischen dem Aksaj-Srt und dem Koktan-Tau ziehen. Die starken W-O gerichteten Bruchlinien der Kokschal-Grabensenke lassen sich zweifellos gegen Westen weiter verfolgen. Die SW-NO gerichteten Kämme wurden durch die W-O Bruchlinien schief abgesägt, weswegen die Ketten hier ein Kulisensystem bilden. KAULBARS ging in einem weiten Trog am Südfuß des Üjürmen-Tau entlang, zwischen dem Tschatirkul und dem Bosadir-Gebirge. Auch zwischen dem Tschatirkul und der Arpa-

Hochebene sind nur einzelne Hügel zu sehen. Bei der Annahme, daß die Kokschal-Grabensenke ohne Richtungsänderung und Brüche gegen Westen ganz bis zur Arpa-Hochebene sich fortsetzt, werden wir uns kaum irren. Nur ist hier im Westen die Gestalt der Grabensenke anders, da hier keine neuen im Spätneogen tief eingestürzten Gräben entstanden, wie der Balgandi-, Karabulak- und Djalantscher-Graben des Kokschal. Hier ist die ursprüngliche erste Grabensenke erhalten geblieben, jetzt fast durchwegs in 3200 m Höhe gelegen und auch der Flügel im Osten würde vielleicht ein solcher Graben sein, wenn die vorher besprochenen Grabenabschnitte nicht nachträglich eingesunken wären. Zwar hat der Aksaj in das Grundgestein des westlichen Flügels einen Graben geschnitten, der heute tiefer ist und der Rücken zwischen dem Aksaj und dem Tschatirkul erreicht auch die 3600 m. Die Höhe des Tschatirkul ist weiter westlich wieder 3200 m, die Arpa-Hochebene ist gleichhoch, wenn auch die Flüsse im Westen schon in eine Tiefe bis 2900 m erodierten.

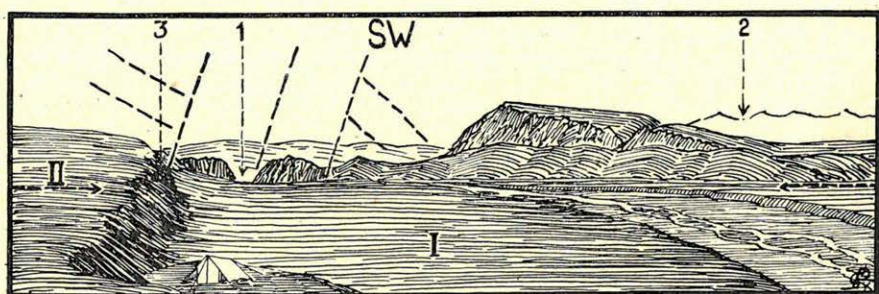


Abb. 155. Die Kuldschasch-Hochebene von dem Lagerplatz am V. 31—VI. 1 1909. (5400 m). 1. Tor des Terekti-Flusses. Senkrecht stehende Hornsteinschiefer und flach liegender grünlichgrauer bündiger Kalk (No. 40 und 41). 2. Kurpe-Tau, 3. Hornblende-Fels, I. Alt-Alluvium, II. Burkhan-Terrasse.

Diese orographische Parallelität läßt seinen Einfluß auch weiter nach Süden spüren. Hier sind keine den Kokkija- und Kurpe-Gebirgen ähnliche Felsalpen zu finden. Jedoch die Oberfläche des Rückens ist nicht eben und Srt-artig flach, sondern eine lange Reihe von breiten Trögen entstand, die parallelen Gebirgsketten voneinander trennend. In diese Reihe gehört auch der Hügelzug des *Kuldschasch*, der den Nordrand des breiten Kurpe-Tau mit dem Uru-Gebirge verbindet und der stellenweise mit der Aksaj-Hochebene sich schaaft. Die von der Nordseite des Kоктан-Tau herunterfließenden Bäche brechen den Zug des Kuld-

schabasch auf mehreren Stellen durch, und zwar ohne ihre Richtung zu ändern in sehr breitgewordenen Toren. In diesem Sinne fließen der Terekti, der Kisil-Su, und der von dem Kokkija-Berg herunterfließende Sarbel-Su. Die Tore können ein hohes Alter besitzen, es ist aber auch möglich, daß sie durch die Vereisung im Diluvium, als die großen Gletscher dem Aksaj zu floßen, so breit geworden sind. Der westliche Teil des Kuldschasbasch ist ein Granit-Berg von ungefähr 4200 m Höhe. Auch das Ostende besteht aus Granit, wo der Kokkija-Bach in einer tiefen Schlucht die Kette durchbricht. Die Mitte ist eine niedrigere und in Stücken eingesunkene Karbonkalktafel, im Liegenden mit gefaltetem Schiefergebirge. Von den Toren des Kuldschasbasch kenne ich nur dasjenige des Terekti-Baches (Abb. 11. — S. 204). Hier enthüllte das Felsentor stark gefalteten grün-schwarzen Kalk (No. 2—40), Hornstein (No. 2—39) und Hornsteinschiefer (No. 2—41). Stellenweise ragen hohe senkrechte Schichtenköpfe heraus. Der Kopf der Schichtenköpfe ist abgehobelt. Die hohen flachen aus Kalk bestehenden Tafelberge, die Hauptformen des Kuldschasbasch, sind Überreste der auf ihnen liegenden offenbar oberkarbonischen Kalktafel. Doch ist nach der Ausbildung der Rumpfoberfläche auch der Kuldschasbasch wiederum eine Schollengebirge geworden. So kommt es, daß heute neben der vorhererwähnten Faltung des Grundgebirges in gleicher Höhe eine eingesunkene Kalktafel liegt. Die Schichten des Grundgebirges identifiziere ich nach ihrer petrographischen Ähnlichkeit mit dem Mitteldevon von MUSCHKETOW (Abb. 135).

Hinter dem Kuldschasbasch-Hügelzug liegt im Süden etwas tiefer, ein breites und überaus langes weithin rotfarbiges Becken. Ein bis zweihundert Meter hohe weite Rücken breiten sich hier zwischen den Tälern aus, in denen das Wasser fast versiegt oder aber irren die Bäche wegen des kleinen Gefälles in Arme verzweigt in den breiten Schotterbetten umher. Von dem Terekti-Fluß nach Norden sah ich bis 25 km Entfernung nichts anderes als die Schichten des nach Norden fallenden Hanhai-Rotsandsteins, hauptsächlich aber Schichten von grobkörnigem, kalkigem Konglomerat. Gegen Westen, obwohl ich hier keine breite Lücke sah, reicht das Hanhai-Becken wahrscheinlich bis zum Fuße des Kurpe-Tau, das von hier jedoch 55 km entfernt liegt. Die südlichen Ränder der Hanhai-Schichten beobachtete ich nicht nur in den Kajnar- und Tschakmak-Tälern, sondern auch weiter nach Westen hinaus.

Wie der Kuldschasbasch-Hügelzug, so ist auch der neben ihm

liegende Rotsandstein-Graben in der Lücke zwischen dem Doppelgebirge des Uru und Kokkija und dem Kurpe-Tau eingesunken. Das Gesteinsmaterial und die Struktur des Kurpe-Tau zeigt am Nordrand eine Identität mit dem Uru-Tau, am Südrand dagegen mit dem Kokkija-Gebirge. Es gibt fast gar keinen anderen Unterschied zwischen den beiden äußersten Hochgebirgen, als daß der Kurpe-Tau eine einheitliche Tafel blieb, das Hochgebirge im Osten dagegen durch eine längliche Senke in die beiden erwähnten Ketten zerteilt wurde. Die Längssenke zwischen dem Uru und Kokkija ist der Erfolg der östlichen Auskeilung des Rotsandstein-Grabens. Aber diese Auskeilung liegt schon zwischen die zwei hoch gebliebenen Faltungsbündel des Grundgebirges eingepreßt. Hier sind die Anhöhen der Hügel 3600—3700 m hoch. Die mit den Hanhai-Schichten bedeckte Senke ist breiter, als das Gebiet, welches durch die Linie, die die Füße des Kurpe-Tau und des Kokkija-Berges verbindet, angezeigt wird. Wie schon erwähnt, zieht der Rotsandstein-Graben, der Südseite des Kurpe-Tau angeschmiegt, gegen Westen, aber auch im Osten verbreitet er sich geradeso unter dem Kokkija-Berg. Eigentümlich ist, daß auch im östlichen Abschnitt alle Flüsse aus dem südlichen Hanhai-Graben gegen Norden in den Aksaj fließen, im westlichen Abschnitt aber gegen Süden dem Tarim-Becken zu. Daher stammt die seltsame Linie der Russisch-Chinesischen Grenze, die sich an die Wasserscheide hielt. Die Reichsgrenze in dem großen Hanhai-Graben mußte ich daher auf dem Kisilkur-Paß (5900 m?) feststellen. In dem, von dem Kisilkur-Paß abgetrennten, östlichen Flügel konnte ich aus ziemlich weit voneinander abliegenden Entdeckungen einen beträchtlichen Teil der Grundgebirgsfaltung abzeichnen. Selbstverständlich nur als ersten Schritt zur weiteren Forschung als Arbeitshypothese. Diese Einstellung muntert mich bei der Arbeit zu oft kühnen Voraussetzungen, obwohl ich von einigen mittelasiatischen Forschern überboten wurde, wobei ich erwähnen muß, daß gerade diese, (MACHATSCHKE, KEIDEL, LEUCHS und GRÖBER, auch MUSCHKETOW) also die „kühnen“ es am weitesten bei der Aufklärung der mittelasiatischen Bergwelt brachten. Die Grundgebirgsfaltung des Koktan-Tau, wie ich vermute, wird aus vier Schollen gebildet, zwischen denen weite bedeckte oder unbekannte Lücken sind. Der erste Grundgebirgsflecken befindet sich zwischen den Bosadir- und Kokkija-Bergen. Der Bosadir, wie auch der Kokkija-Berg, sind hochgebliebene Schollen der einheitlichen oberkarbonischen Kalktafel. Zwischen ihnen liegt eine solche etwa 50 km lange niedrige Rumpffläche, die unter den Kalktafeln der

beiden Hochgebirge verschwindet. In den breiten Lücken der Tafel, in den Gräben und auf den Rücken der Rumpffläche kommt ein ausgesprochen SW-NO gerichtetes Faltungsbündel zum Vorschein, offenbar die im Westen benachbarte Schwester des Bedelbogens von Keidel. Dieses Bündel habe ich nach dem auf den Karten oft vorkommenden *Tschatirtasch*-Fels benannt.

Parallel mit der Grundgebirgsfaltung des Üjürmen-Tau, von diesem durch eine 17—18 km breite, zu rötlichem Grus zerfallendem Biotitgranit-Scholle getrennt, sind bei der Mündung des Kindi-Baches in den Aksaj, in dessen Karadjilga benannten Nebental, gleichwie in dem mit diesem im Süden benachbarten Hügelrücken aus dunkelgrauem, glimmerigem Sandsteinschiefer bestehende (No. 316), in SW Richtung streichende Schichtköpfe zu sehen. Wo diese nicht senkrecht stehen, fallen sie nach SO ein. Diese Faltung ist zwischen Granite eingepreßt, da sie im Süden von einem langen, aber nur 7—8 km breiten Granitgürtel begleitet wird. Der Aksaj-Fluß schneidet die Faltung schräg durch, gleichwie auch der Kokkija-Fluß senkrecht in den Granit-Gürtel eindringt, aber nach drei km Lauf wendet sich das Schluchttal in dem Streichen des Granitgürtels in die Richtung der Kokschal-Schluchten. In 20 km Entfernung fand ich keine Sandsteinschiefer-Faltung mehr, dort besteht schon alles aus Granit. Aber in der Begleitung des südlichen Granitgürtels dem Kokkija-Berg zu, gibt es wiederum, in 7 km breite, schwarze glimmerige Sandsteinschiefer (No. 317), Hornstein-Kieselschiefer (No. 318) und rötlicher, senkrecht gefalteter Fillitschiefer, ziemlich genau im Streichen der Früheren. Ich glaube nicht, daß wir diese Gesteine bisweilen anderswohin einreihen könnten, als in das Devon.

Das zweite Grundgebirgsstück des Koktan-Tau liegt südwestlich vom Kokkija-Berg. In 9 km Entfernung des Kokkija-Sees auf dem Karabel-Paß (5800 m?) sind Fillite und sandiger, toniger Kalkschiefer (No. 321), weiter gegen Westen in den Gräben des Tüsel und Karabodr schwarzer, glimmeriger, kalkiger Sandsteinschiefer (No. 317), wie auch Fillite entdeckt. Diese Schiefer stehen mehrere Km hindurch, die Richtung ihres Streichens behaltend, fast überall senkrecht. Die Richtung ist hier WNW-OSO, sie weicht also in einem scharfen Winkel vom Tschatirtasch-Bogen ab. Mit dem dritten Grundgebirgsstück-Flecken, welches sich um das durch den Kuldschasasch führende Tor des Terekti befindet, stimmt der erste, südliche Gürtel des Tschatirtasch-Bogen überein. Der vierte Flecken reicht unter dem Kisilkur-Paß in östlicher Richtung bis zum Karoldöbö-Tal. Hier sind dunkler, kalk-

spataderiger Kalkstein. (No. 2—42), brauner Hornblende-Kalk (No. 2—43) und mergeliger Tonschiefer (No. 323.) mit WSW-Streichen und in senkrecht, teilweise 70 gradigem Einfallen gegen Norden zu sehen. Diese offenbar jüngeren Schichten vertreten vielleicht die untersten Lagen des Karbon. Derartige Schichten pflegen wir gewöhnlich in dem Tienschan unter dem Productus-Kalk zu finden. Wenn wir zu diesen vier Flecken als fünften die schwarzen Tonschiefer des Nordrandes des Kurpe-Tau nehmen, welche gleichfalls zwischen Biotitgranit eingepreßt sind und die ausgesprochen ein W-, auf der Westseite des Kurpe-Tau aber entschieden ein SW-Streichen besitzen, erhalten wir ein etwas ungewöhnlich unregelmäßiges Bild mit dem ansehnlichen Richtungswechsel und Biegungen der mittelkarbonischen Faltung.

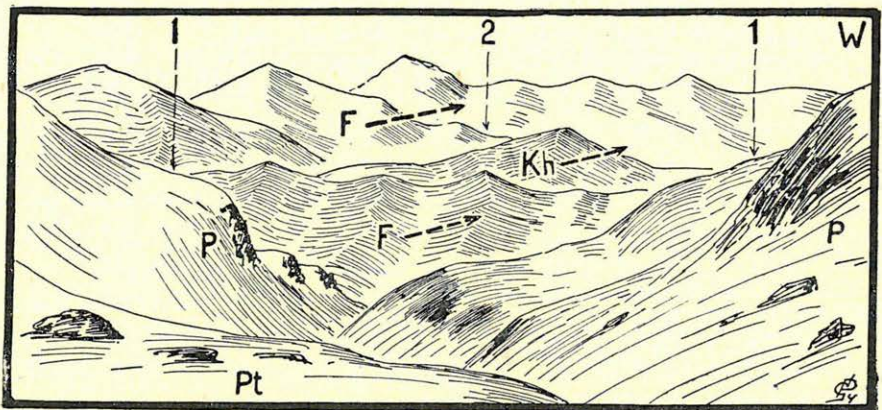


Abb. 156. Aussicht von dem an der Wasserscheide des Kokkija liegenden Karabel-Paß gegen W-SW. 1—1: Tüsel-Tal, 2: Karabodr-Tal. F: grüner Fillit, Kh: Schwarzer, glimmeriger, kalkiger Sandstein (No. 317), P: Porfirit, Pt: Porfirit-Tuffe. Die Pfeile bedeuten das NW-Streichen der Fillit-Faltung.

Das gefaltete Grundgebirge ist sicher noch vor der oberkarbonischen Überflutung zu einer Rumpfoberfläche abgetragen worden. Es wird dies von der weit ausgedehnten Tafel des Crinoidenkalkes, von deren Gleichartigkeit, das im Erscheinen des Gesteins stets zum Ausdruck kommt, bezeugt. Es sind auch in der Umgebung der vier-fünf Grundgebirgsflecken oberkarbonische Tafelberge zu finden. Manche dieser Tafeln sind so hoch und dick, das auf ihnen mehrere hundert Meter auch noch Tafeleis liegt. Das oberkarbonische Meer ließ einen beträchtlich dicken Schutt zurück. Die Schichtenmächtigkeit des Kokkija-Berges beträgt mindestens tausend Meter. Dies ist sehr schön in der Masse dieser

Tafelberge zu sehen, deren Skizze ich in einer meiner schon erschienen Berichte veröffentlichte. (Földr. Közlem. Reiseskizzen. VIII. 5. Abb. 4.)

Die Frage der Tafelberge und der oberkarbonischen Tafel ist noch völlig ungelöst. Es ist nicht abzustreiten, daß das oberkarbonische Meer auch hier seine Tiefseeablagerungen absetzte, woraus die alles bedeckenden Tafeln wurden. Nun steht aber die Frage offen, wie diese Tafelberge ihre heutige Gestalt und Lage bekamen. Wie kommt es, daß sie in schmalen langen Schnitten, meistens mit steilen Felswänden endend, wie Horste auf der Höhe des Tienschan sitzen? Hier kommt die Annahme nicht in Frage, nach welcher zwischen älteren, härteren, widerstandsfähigeren Schollen eingesunkene Stücke sie vor der Denudation bargen, da

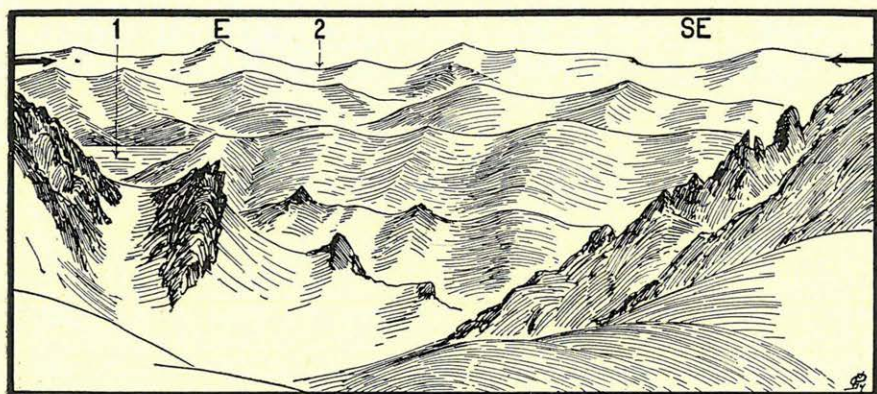


Abb. 157. Aussicht von dem Karabel auf den Kokkija-See (Ca 3800 m). Der selbe Aussichtspunkt wie bei der Abb. 156. Links schwarzer sandigtoniger Kalkschiefer steil aufgerichtet, in der Mitte Fillit, in der Lage des vorherigen. Rechts agglomerierter Porfirittuffe. 1: Kokkija-See, 2: Kokkija-Kogart-Paß (Weg nach Botmojnok.).

hier gerade im Gegenteil die grauen Tafeln in der Region der stärksten Verwüstung stehen. Offenbar nicht sehr langeher. Es ist zweifellos, daß die riesige Tafel des Kokkija-Berges (No. 319), ihr ungeheuer dicker, 60 Grad gegen Norden fallender, muschelbrüchiger, weißgelber, in dickgebankter oberkarbonischer Kalkstein, den ich nur zu oft sah, um ihn zu verwechseln, mit dem Fuße zwischen die parallelen Verwerfungen des Grundgebirges eingesunken ist. Auf der Südseite, in der Verwerfung und auch weiter über das Grundgebirge ausgebreitet liegt eine riesige Augitporfirittuffe (No. 320), so wie Deckschichten der agglomerierten Porfirittuffe

(No. 322). In den Abbildungen 136. und 137. wird getrachtet, das mit Porfirrit und Tuff bedeckte, gleichmäßig hohe Bergland hinter dem Kokkija-Berg das leider im Dezember mit Schnee bedeckt war zu illustrieren. Auch die Kirgisen benennen hier jedes Tal schwarz, nach der Farbe der Porfirrite und des Schiefers. Um nachzuweisen, daß die oberkarbonische Tafel tatsächlich zwischen die älteren Schollen eingesunken ist, wird die Abb. 138. beigelegt, die diesen Kalk an der tiefsten Stelle des Tales in der vollen Breite des Grundes zeigt. Man muß die Höhe nur mit den Abb. 136 und 137 vergleichen. Der Unterschied ist nämlich, zwischen dem Karabel und dem Kokkija 450 m, die Gipfel des Grundgebirges sind aber um noch 200 m höher. Schmale, lange, teilweise flache Tafelberge, meistens aber zu mannigfaltigen Klippen zernagte Berg-



Abb. 138. Der Schlund des Kokkija-Köl. (S. Kartenskizze in Lit. 6—VIII. Fig. 5.). Weiße tschakirkurumer Kalksteinwand. Links eingefrorener Wasserfall. In der Mitte Rest einer Felsterrasse, rechts der Bergsturz und seine Talsperre.

ketten sind nicht seltene Erscheinungen im Tienschan. Sie sind umso auffallender, da in ihrer Nachbarschaft breite hochgelegene Ebenen, noch ziemlich vollkommene Überreste einer großen Rumpfoberfläche ausgebreitet sind.

Diese herausragenden Abschnitte erscheinen als orotektonischer Gegensatz der drei inneren Gräben der Kokschal-Grabensenke von ähnlicher Größe. Die Basteien, Horste und Kämmen liegen auch zwischen Verwerfungen, nur in verkehrter Richtung, die von ihnen umrahmte Scholle ist nicht eingesunken sondern hoch emporgehoben. Solch eine emporgehobene Scholle ist auch der Kokkija-Berg.

Ich bekenne, daß ich meine Beobachtungen über die hoch emporgehobenen, schmalen Schollen und die zugefügten Erklärungen keineswegs für ausreichend halte. Neben dem Kokkija-

Berg und anscheinend auch unter ihm liegt eine riesige Menge von Augitporfirit, von dem ich zwar nur einen 8—10 km breiten und nocheinmal so langen Teil sah. Doch habe ich keinen Beweis dafür, daß die jüngere vulkanische Tätigkeit und die Zerbröckelung der Rumpfoberfläche, die Emporhebung des Kokkija-Berges mit dieser vulkanischen Tätigkeit verbunden wäre. Im Gegenteil sprechen alle auf dem breiten Gebiet gemachten Beobachtungen gegen diese Annahme, aber auch das, daß die Rumpffläche vor unseren Augen über dem Porfirit liegt, sodaß sie nur geringere Eingrabungen erlitt. Unmittelbar in der östlichen Nachbarschaft des Kokkija-Berges, in der tektonischen Fortsetzung dieses Berg-Zuges, zieht der Uru-Kamm und der auf ihm sitzende Nikolaj-Berg von Sewerzow (Abb. 139). Man kann sicher gehen, wenn man

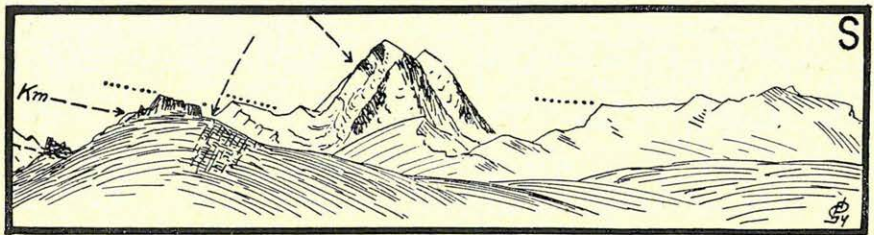


Abb. 139. Der Nikolaj-Berg von Sewerzow von der Mündung des Müdürüm-Balik-Su (5150 m). Der Berg liegt von hier in der Richtung SSO. Reste der Rumpfoberfläche.

annimmt, daß der Uru-Berg seine Gestalt ursprünglich denselben Längsbrüchen verdankt die den Kokkija-Berg aus der Rumpffläche herausgerissen haben. Doch können wir uns einen dynamischen Vorgang, der 50—60, sogar noch mehr km lange und nur 4—6 km breite Wände aus der Umgebung in 2—3 Tausend Meter Höhe emporheben kann, nicht vorstellen. Ich betone wiederholt, daß die Emporhebung derart geschah, daß auf der gegen Norden fallenden Tafel des Kokkija-Berges die flache Rumpffläche noch heute vollkommen ist. Die Rumpffläche wurde also von der Kraft der Emporhebung mitgehoben, u. zw. frühestens im obersten Drittel des Tertiärs. Wenn der Kokkija-Berg nicht von Eis bedeckt wäre, so würde die Grundform der Srt-Hochebenen vor uns stehen.

Wenn wir unsere Betrachtungen von dem Karabodr-Paß fortsetzen, finden wir weiter gegen Westen, zwischen dem Karabodr und dem Terekti eine 19 km breite Lücke im Grundgebirge, die in 3500—3700 m Höhe vollständig von Hanhai-Schichten bedeckt ist.

Reiner Rotsandstein liegt dar, mit einem fast gleichmäßigem 5—10 gradigem gegen Norden gerichtetem Fallen. Alle Täler sind breit und ausgedehnt. Das leicht versickernde Wasser kann nur in den größeren Tälern sich eingraben und Terrassen bauen, aber nie mehr als eine. Alle Täler haben den Namen „rot“ (Kisil-Su, Atscha-Kisil, Kuragak-Kisil). Nur in dem Kisil-Su Tal sind im Norden zwei Terrassen sichtbar. Dieser Fluß grub zwischen die untergrabenen Ufer einen breiten Gang. In dem Gang blieben schmale Säulen, breite Pfeiler und Burgruinenartige Felsen als Folge der Auswaschung stehen, alles rote Wandüberreste. In diesem Graben fließt ein Gletscherbach. In Dezember war das rote Becken mäßig von Schnee bedeckt und nicht die geringste Spur von Leben zeigte sich. Nicht ein einziger Halm des Steppengrases wurde vom heulenden Wind, der auf dem zu Eis gefrorenen dünnen Schnee dahinsaupte, bewegt. Wasser haben wir nicht einmal unter dem Eis des Kisil-Su gefunden.

Die Hügel der Hanhai-Schichten werden von Lößlehm bedeckt. Unter diesem liegt meist bis faustgroßer Kalkschotter aus kalkspataderigem, schwarzem Kalkstein, eingebettet in groben roten kalkigen Lehm und in gebundenen Sand.

Auch zwischen dem Terekti und Tojun herrscht Rotsandstein in der Gegend. Beide Flüsse habe ich in ähnlicher Höhe (5500—5600 m) überschritten. Zwischen ihnen, in einem 42 km breiten Gebiet, liegt eine gefurchte Hochebene, deren höchste in meinem Sichtkreis gekommenen Stellen kaum die 4000 m Höhe überragen. Auf manchen Karten kommt ein Berg mit der Höhenangabe 4580 m vor, doch dürfte es auf dieser Stelle überschätzt sein. Jedenfalls ist hier eine Hochebene des Koktan-Tau zu finden ohne herausragende Gipfel, aber mit tiefen, steilen Gräben. Hier finden wir schon Karbon-Schichten unter dem Hanhai-Sandstein, stellenweise sogar das Grundgebirge. Die hier gesammelten Erfahrungen sind folgende. Aus südlicher Richtung, von den Terek-Dawan (4100 m) und Kiptschak-Bel (5980 m) Pässen her, zieht ein stumpfer Kamm mit demselben Höhenniveau gegen Norden. Die Höhe der auf dem Kamm sitzenden Gipfel beträgt ungefähr 4200—4500 m. Trotzdem gibt es hier, wie ich mich auf meiner Reise drei Jahre später überzeugte, keine Gletscher, nicht einmal kleinere Firnflecken. (Über diese Pässe wird später die Rede sein.) Soweit ich feststellen konnte, besteht der gegen Norden ziehende Kamm aus Kalkstein, u. zw. aus lauter gegen NW verhältnismäßig flach einfallenden (20—40 Grad), ungefalteten Tafeln. Der Kamm des Kisilkur-Passes ist gleich aufgebaut. Der weiße, marmorartige

Kalkstein (No. 524), mit 50 Grad Fallen gegen NW, schon aus dem Kokkija-, Usüngegusch-, und Borkoldaj-Gebirge bekannt, baut hier durch steife flache Tafeln einen breiten Rücken auf. Auf der Oberfläche sind Karsterscheinungen und die abfließende Gewässer graben schlingelnde Rinnen in die Tafel. Der Kalk ist nicht dick, unter ihm liegt auf beiden Seiten gefaltetes Grundgebirge. Die Kalksteintafel überlagert es diskordant. Die Gesteine des Grundgebirges bestehen auf der Ostseite aus schwach kalkigem, mergelartigem Tonschiefer (No. 525), welcher gegen Süden fast senkrecht steht, gegen Norden zu aber fast horizontal wird, wie ein Bild der Hälfte einer Synklinale.

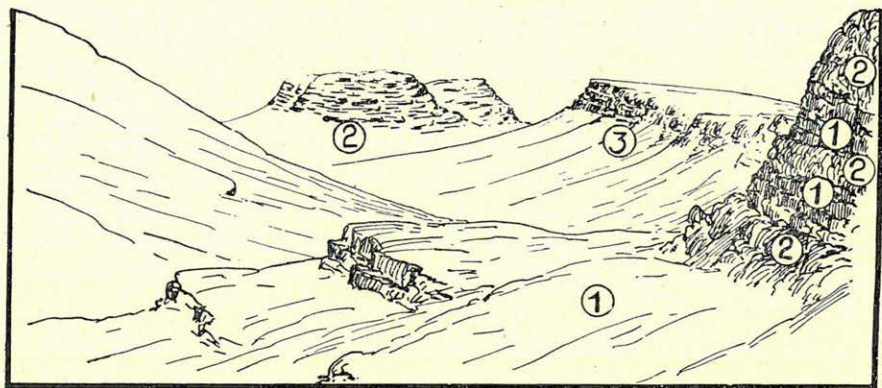


Abb. 140. Umgebung des Tschakmaker Koktajan-Passes. 1: Oberkarbonischer Kalk, 2: Olivindiabas, 5: Hanhai-Sandstein.

Auf der chinesischen Seite des Kisilkur liegen auf dem Kalkstein Streifen des rostfarbigen Konglomerats. Hier folgt das gegen Westen abfallende Kaschka-Tal dem Fallen der Kalksteintafel. Zwischen die Schichten des Kalkes sind Melafirmandelstein-Fladen gebettet (No. 526). In dem Tal des Kaschka (im Winter ausgetrocknet) erscheinen hohe Felswände. In 3700 m Höhe zeigt die Schichtenreihe das folgende Bild: Unten 10 m weißer Kalkstein, stellenweise schotteriger Sandstein, dann 20 m Mandelstein-Melafir, darauf 5—6 m grobes rotes Hanhai-Konglomerat. Weiter oben in einem anderen Graben gibt es zwei Melafir-Lager in dem Kalkstein, jedes einzelne von geringerer Dicke als obenerwähnte.

In 3600 m Höhe wird alles von den groben Konglomerat-Bänken der Hanhai-Schichten bedeckt, die 5—6 Grad gegen Westen fallen. Nur (3500 m) in einer kurzen Enge des Kaschka-Su ist Diabas entdeckt worden. Es ist das ein Streifen einer ausgedehnten Olivin-Diabas Decke. Die kleineren und größeren Überreste

der Diabas-Decke, die von den Flüssen zerstückelt sind, habe ich in südwestlicher Richtung, in mehr als 40 km Entfernung entdeckt. Die Melafir-Ausbrüche sind also in den Ablagerungen des oberkarbonischen Meeres erschienen, während die Diabas-Decke die schotterigen Uferablagerungen schon bedeckte. Aber dem Kaschka gegenüberliegenden Koktajpan-Nebental des Kajnar-Tales erscheint noch eine Kalksteinscholle an der Oberfläche und in ihr eine dreimalige Wechsellagerung von Olivin-Diabas und dünnen Kalksteinschichten. (Abb. 140.) In diesem Gebiet wird das Land, unter dem Schutze harter Diabas-Platten, durch eine ganze Reihe von Tafel-Bergen bunt gefärbt, da einige Berge derselben Gestalt aus Hanhai-Rotsandstein ausgemeißelt sind.

Auch um den Hügelrücken von Bostschuk, welcher zwischen den Tschakmak- und Tojun-Tälern liegt, erstrecken sich solche flache Diabas-Berge. Selbst der Tojun verknüpfte lauter junge runde und ovale Becken miteinander, über die noch später die Rede sein wird.

Nun beschreibe ich zwei Querschnitte, die ich senkrecht auf die vorher geschilderte Linie des Nordrandes des Koktan-Tau aufgenommen habe. Das Niveau der Aksaj-Hochebene kann als die Höhe des Koktan-Tau angenommen werden, weil man von hier auf einer kaum bemerkbaren Steigung auf den Hauptgrat des Koktan-Tau auf den Terektin-Tau, gelangen kann. Der Kiptschak-Paß des Terektin-Tau liegt nach meinen Messungen 5980 m hoch, die russische 4100 m hohe Angabe des Terek-Dawan scheint übertrieben zu sein. Dieser Terek-Paß welcher als solcher gezeigt wurde, ist nämlich noch 60 m niedriger als der Kiptschak-Paß. (Abb. 141.) Das Gefälle des 50 km langen Terekti-Tales ist also insgesamt kaum 500 m. Der Rotsandstein der Hanhai-Schichten blieb im Terekti-Tal nur bis zu 3600 m Höhe erhalten, weiter oben fehlt er, er ist abgetragen worden. Von hier an, nämlich von dem Bokasindi ganz bis zum Maidan-Dag, also bis zum Rand der Wüste des Tarim-Beckens, ist der Koktan-Tau im Grunde genommen in einer Breite von 45 km eine einzige, riesige Kalktafel. Die Hauptgesteinsart ist schiefziger, kalkspataderiger, dunkelgrauer Kalkstein (No. 2—42). Neben diesem kommt in großer Mächtigkeit nur auf der Nordseite gelber Kalkstein vor (No. 2—43.). Die ganze Tafel fällt bei ONO-Streichen, mit einer ganz ungewöhnlichen Regelmäßigkeit gegen NW. Das Fallen scheint auch ständig 30 Grad zu sein. Die ganze Karbon-Tafel fällt also in der Richtung vom Tarim-Becken nach dem Innern des Tienschan. Parallel mit dem Streichen laufen insgesamt sechs Störungslinien. Sie sind, mit

ihren Nebenverwerfungen, musterhafte Flexuren. Die Tafel, die von der Seite des Tarim-Beckens stark emporgehoben und schief gestellt wurde, ist durch das Absinken des Tarim-Beckens stufenförmig zusammengebrochen, beziehungsweise dem senkenden Becken zu abgebogen. Es sind dies also dem Wesen nach sechs miteinander parallele Verwerfungslinien, woher die zwischen ihnen liegende Tafeln in mehreren km breite, stellenweise in einer Linie von 5—6 km an der Talsohle, keine Spur von Verwerfungen zeigen.

An der nördlichsten ersten Verwerfung münden beiderseits lange Täler in den Terekti in einer Höhe von 5700 m. Sie schnei-

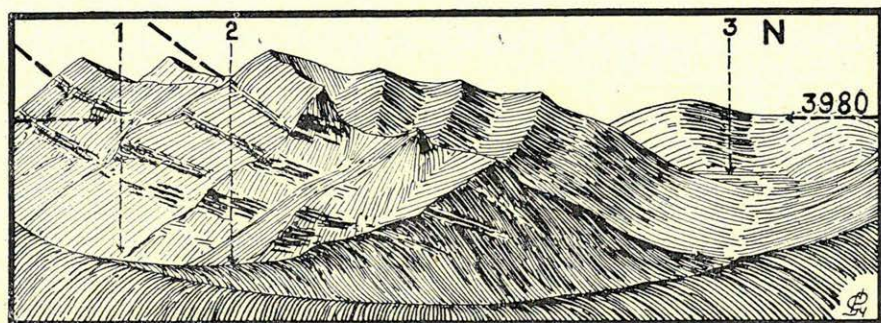


Abb. 141. Der Kiptschak-Paß. (5980 m). 1: Südlicher Terekti-Tal, 2: Terekti-Paß 5920 m, Nördlicher Terekti-Fluß.

den einen niedrigen, flachen Kamm von der Kalktafel ab, den Korumdu-Tau. Die Orotektonik richtet sich regelmäßig an die Verwerfungen, weil in diesen breite ausgedehnte Täler ausgegraben sind. Der Hauptkamm des Terekti-Tau liegt in der zweiten Verwerfung. Auf dessen Südseite zieht ein tiefes schluchtartiges Tal, genau im Streichen der Verwerfung (Achsenrichtung 60 Grad) dahin, so, daß wir der Abbiegung der Schichten folgend den steilen Hang vom Paß hinuntersteigen mußten. Der Bach unter dem Paß durchbricht die nächste Tafel in einer Schlucht und, nachdem er das Tal der dritten Verwerfung erreicht, fließt er parallel mit seinem Nordost-Oberlauf nach Südwesten zurück. In der geographischen Breite des Kiptschak-Passes erreicht der selbe Bach von neuem eine Schlucht, durch die er in das Tal der vierten Verwerfung gelangt. Es ist das Kendjovik-Tal. Eigentlich sind wir hier schon in dem Gebiet des Tarim-Beckens. Der Fluß tritt in das selbst aufgeschüttete Schotterbett, verzweigt sich in ihm, kann seinen eigenen Schutt nicht überwältigen und baut so einen Schuttkegel (2730 m). Die Orotektonik scheint hier ganz einfach

zu sein. Zugleich mit den Abbiegungen der Kalksteintafeln treffen wir in der dritten Verwerfung noch zwei kleine aneinandergedrückte Antiklinalen, die keine durch Seitendruck entstandene Faltungen, sondern Neben- und Begleiterscheinungen der auf den sechs parallelen Verwerfungen entstandenen Flexuren sind. Die sechste Verwerfung ist die stärkste. Hier erreicht der von dem Kiptschak-Paß kommende Bach, in einer Höhe von 2400 m die flache Schotterwüste. Sein Wasser wird schon nach den ersten hundert Meter vom Schotter verschlungen. Die Vorberge sitzen bis zum Grat zugeschüttet, tief im Schotter, etwas weiter ragen nur einzelne Felsen aus der Wüste heraus, aber auch diese fallen noch

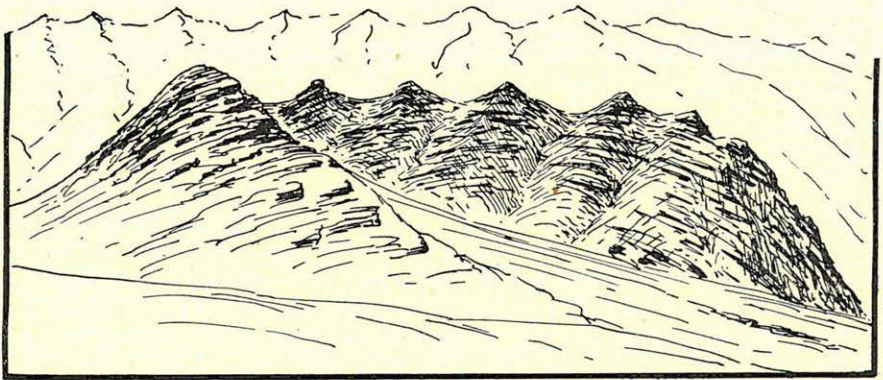


Abb. 142. Roter Berg in der westlichen Nachbarschaft des Tojun-Tübe. Im Hintergrund die südliche Kalksteinwand des Kurpe-Tau.

immer gleichmäßig flach gegen Norden. Diese Kalkfelsen gehören ohne allen Zweifel auch noch der großen Terekti-Tafel zu, aus der sie abgebrochen sind.

In der nordwestlichen Ecke des Koptan-Tau, vor der mächtigen gegen Süden gerichteten Felswand des Kurpe-Tau, steht der *Kinkaren-Berg* und neben ihm der Horst des *Stantscharek*. Den Kinkaren-Berg umging ich vollständig, während ich vom Stantscharek nur die Nordostseite sah. Der Kinkaren-Berg wird von dem Kurpe-Tau durch ein breites Tal getrennt, dessen gegen Osten ableitender Flügel Karmateke, der gegen Westen hinunter ziehende Ejran-Su benannt wird. Der Scheiderücken zwischen beiden ist etwas höher als 3600 m, wobei aber der Fuß des Karmateke auch in 3500 m liegt und der Bach der von dem breiten Trog des Ejran-Su herab fließt, erreicht den Sujok-Fluß in einer Höhe von 3240 m. Die beiden Täler gehören zu den Abschnitten des Hanhai-Grabens, der die Aksaj-Hochebene von Süden begrenzt, doch lie-

gen sie in einem abgesonderten Becken des Grabensystems. Am besten könnte man dieses Becken Toragart-Becken nennen, von dem allgemein bekannten Toragart-Paß her, dem berühmten Übergang der großen Kaschgarer Karawanenstraße. Die Umriss dieses Beckens habe ich in einem meiner längst erschienenen Werke veröffentlicht (6—VIII. Abb. 7.). Eine ausgedehnte Diabas-Decke ist eingestürzt, nachdem darauf Angara-Schichten abgelagert wurden, oder noch später, in der Zeit als die Hanhai-Schichten entstanden. Ich veröffentliche dies mit Vorbehalt, da das Toragart-Becken mit Hanhai-Schichten gefüllt ist. Angara-Schichten ich aber nur auf den Bergen rings herum sah, jedoch nie unter den

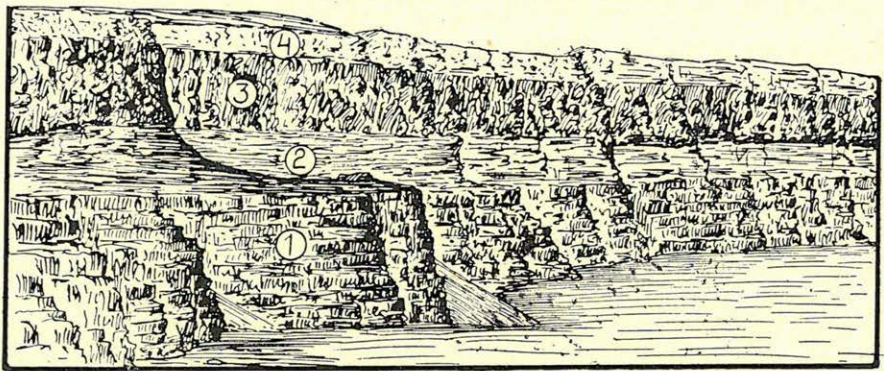


Abb. 145. Die Südwand des Engtales Kaschkasu, ein Nebental des Tschakmak. 1: Hellgrauer Karbonkalkstein. 2: Grellrote Breccie. (Oberster Karbon). 3: Melafir-Mandelstein. 4: Ziegelrotes Konglomerat.

Hanhai-Schichten. Am Grunde des Toragart-Beckens ist von den Gesteinen älter als die hanhaischen nur eine aus Porfir bestehende winzige Pyramide entdeckt worden, die im Diluvium, durch die Abtragung des Schuttes aus dem Becken, wieder an der Oberfläche erschien.

Die Gestalt des Toragart-Beckens ist unregelmäßig. Die östlichen und südlichen Verwerfungen des Kurpe-Tau laufen nämlich senkrecht zu einander, daher umarmt das Becken den eingekleiteten großen Berg von zwei Seiten. Das Becken ist aber auch darum unregelmäßig, weil es zwischen die Diabas-Decke und die mit Diabas-Lagerungen wechselnden Schollen des oberkarbonischen Kalkes eingesunken ist, insbesondere auf der östlichen und nordöstlichen Seite, wo es durch die Schollenstücke von einer Senke hinter dem Kisilkur-Paß getrennt wird. Der Toragart-Paß (nach meinen Messungen 3880 m) und der Kisilkur-Paß (von ähn-

licher Höhe) liegen in einer Entfernung von 35 km auf einer zerstückelten Hochebene, die gegen Norden bis zu dem Üsselek-Bel und Saribel reicht. Die Hochebene ist die Wasserscheide des Tojun, Aksaj und Tschatirkul, doch erreicht sie nirgends die 4000 m Höhe. Diese von den Angara und Hanhai-Deckschichten befreiten Schollen mit flacher Oberfläche werden soweit ich sah, von Rotsandstein umgürtet. Hier konnte ich aber nicht feststellen, ob die Hanhaischichten im Großen und Ganzen in tektonischen Gräben vor der Abtragung gerettet sind, oder ob sie in einer sekundären Lagerung sich befinden.

Das Toragart-Becken beginnt beim chinesischen Wachposten (ich habe dort keine Seele unter Waffen gefunden) unter dem Kokbulak 3600 m. Von hier aus kann man einen Oberflächenhorizont, der durch wagrechte Ablagerung von Schotter gekennzeichnet ist bis zu dem Bostschuk-Paß und dem Karmateke-Paß verfolgen. Es ist dies das eigentliche Toragart-Becken. Der zweifellos *diluviale See* hatte eine Breite von 15 km und eine Länge von 25 km und war in größerem Maße ein Genosse des auf der anderen Seite des Kurpe-Tau befindlichen Tschatirkul. Das Seebecken des Toragart ist unmittelbar in die Hanhai-Schichten gebettet. Die Seeaufschüttung beträgt an den Seiten mehrere hundert Meter, doch ist das Becken in der Mitte fast leer. In der Mitte ragt aus dem Grund die kleine Gruppe der Porfir-Pyramiden des Tojun-Tübe heraus. Neben ihnen ist ein Hügel von hundert m Höhe aus Rotsandstein aufgebaut, der mit grünen tonigen Schichten wechselagert. Offenbar hielt STOLICZKA dies für die Vertreter des Bundsandstein der Trias. Solche Schichten kommen aber auch in der Hanhai-Gruppe öfters vor. STOLICZKAS Basalte aber werden wahrscheinlich mit meinem Olivindiabas übereinstimmen, welcher dem Anschein nach aus den Ausbrüchen Ende Karbon entstanden ist. Die Schichten des erwähnten Hügels bilden einen wahrhaftigen Kuppelbau (Abb. 142.)

Südlich dieses Seebeckens steht der Kinkaren-Berg, ein Rücken von breiter, flacher, gewellter Oberfläche, nur die steilen Seitenhänge sind etwas mehr gegliedert. Auf der Ostseite besteht er durchwegs aus dunklem Olivindiabas, auf seiner Nordseite werden die bis 3600 m reichende horizontalen Schotterablagerungen des Seebeckens von roten Hanhai-Flecken begleitet, auf der Westseite und auf der Oberfläche liegt unter den Hanhai-Schichten diskordant liegender oft stark dislozierter grauer schiefriger Sandstein. In dem Graben des Ejran-Su liegt dieser Sandstein, hier meist dunkelgrauer kalkiger Sandsteinschiefer (No. 327), dem

Kurpe-Tau zu mit 45 Grad einfallend und auch weiter unten dem Stantscharek zu, nicht weniger steil. Auf dem nordwestlichen Gipfel des Kinkaren-Berges liegt er aber fast wagrecht. Dies ergibt eine kleinere Antiklinale. Die wie eine Aufwölbung erscheinende Faltungsart des Angara-Sandsteins konnte schon vor der Überlagerung der Hanhai-Schichten erfolgen, da der hangende Rot-sandstein mit einem kleineren Winkel dem Fuße des Kurpe-Tau zu fällt. Nach dem Querschnitt von STOLICZKA ist der dunkle kalkspataderige Kalksteintafel hier gegen Süden geschoben über die Hanhai-Schichten gedrungen. Das ist auf der Südseite des Tienschan sehr oft der Fall. Auch habe mehrmals beobachtet, daß die Hanhai-Schichten unter die Kalktafel fallen.

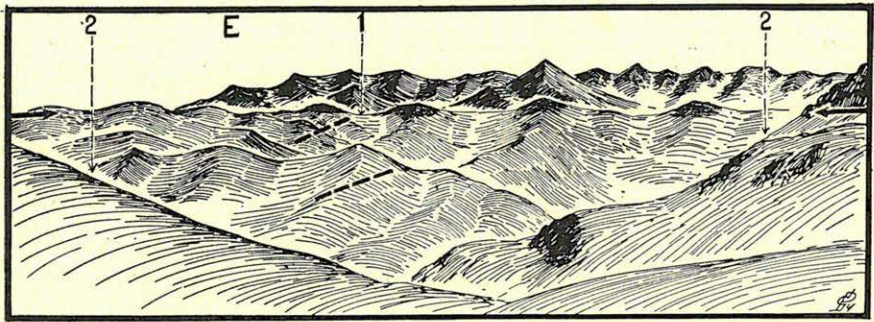


Abb. 144. Aussicht von dem Bostschuk-Paß, (5650 m). 1: Koktajpan-Paß. 2—2: Tschakmak-Tal. Die dunklen Berge im Hintergrund sind die zerfetzten Reste der Olivindiabas-Decke. Unter der Decke sind die Schichtenköpfe der flachliegenden Oberkarbon-Kalktafel sichtbar. Rechts im Vordergrund die Hanhai-Tafeln, gleichfalls nach N (mit 20 Grad) fallend.

Die südwestliche Seite des Kinkaren-Berges wird entlang einer großen Verwerfung von dem östlichen Sujok-Fluß unterwaschen. Es ist dies ein 250—300 m hoher steiler felsiger Berg- hang mit zwei auffallenden Stufen. Die farbigen, u. zw. in roten, weißen, graublauen und gelben Farben spielenden Sandstein- schiefer der unteren Stufe (Abb. 145.) sind stark gebogen. Doch beweisen die im Hintergrund ruhig daliegenden Angara-Schichten, daß alle Bewegungen nur von lokaler Bedeutung und hauptsäch- lich auf die Umgebung der Verwerfungen und Gräben beschränkt sind. Auch die Angara-Schichten sind nur in den Senken gefaltet, was auch durch die häufige Abweichung des Streichens bewiesen wird. So liegen die Angara-Schichten der südwestlichen Seite des Kinkarenberges in der Umgebung des Zusammenflusses des Sujok

und Eiran in O, neben ihm gegen Osten in N, nach dem Kundej-Tal in NO Richtung, in einem 10—60 gradigem Fallen, die Steifheit der Schichten beibehaltend, also ohne besondere Biegungen.

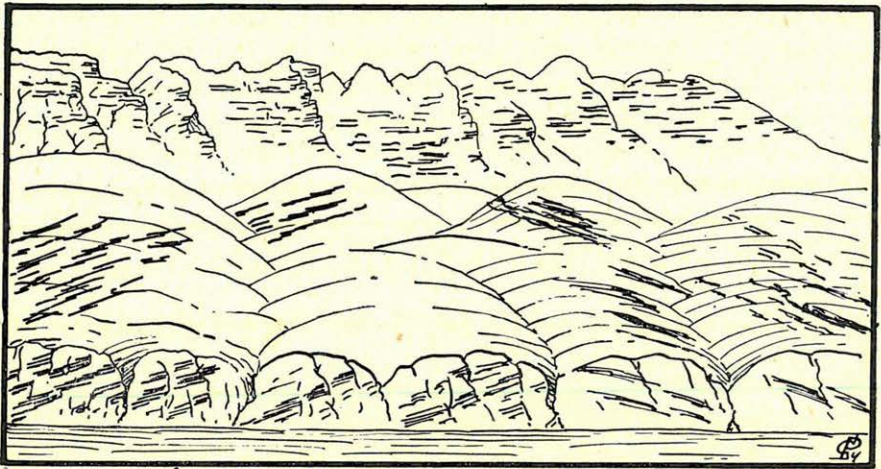


Abb. 145. Das tektonische Bild des Angara-Sandsteins auf der Nordseite des östlichen Sujoks, aus ca. 3250 m Höhe.

Das Sujok-Tal verliert unter der Mündung des Ejran, in 16 km Entfernung, seine durch eine N-S Verwerfung verursachte gerade Richtung und biegt ab. Hier sah ich keine Angara-Schichten mehr. Die äußersten Angara-Schichten sind senkrecht gestellt und werden durch den Melafir (No. 2—27.) verdrängt. An dem Kinkaren-Berg sind zwei Gräben sichtbar, beide in der Richtung die-

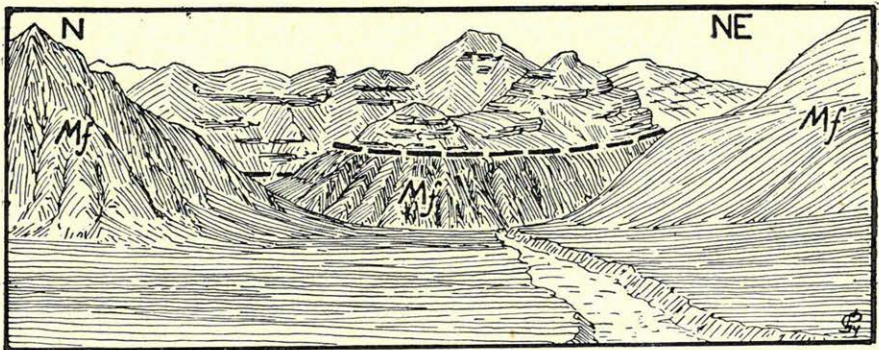


Abb. 146. Das Kinkaren-Nebental des östlichen Sujok von dem Höhenpunkt 5160 m des Haupttales. Mf: Melafir, im Hangenden rotes wagrechtes Konglomerat.

ser Verwerfung. Über einer ungefähr 6 km breiten Melafir-Masse liegt in dem Kinkaren-Graben (Abb. 146), wie auch in dem benachbarten westlichen Graben (Abb. 147), Rotsandstein, der nach dem Schotter des Grabens beurteilt, wahrscheinlich grobes rotes Hanhai-Konglomerat ist, in beträchtlicher Dicke. Der Melafir durchbricht zweifellos die Angara-Schichten, da im roten Konglomerat schon seine schwarzen Kieselstücke zu finden sind. So mit ist der Melafir-Ausbruch sicherlich jünger, als der Olivindiabas. Zwischen dem Kinkaren und seinem westlichen Nachbar habe ich ein 200 m dickes Melafir-Lager gefunden, eingelagert zwischen die

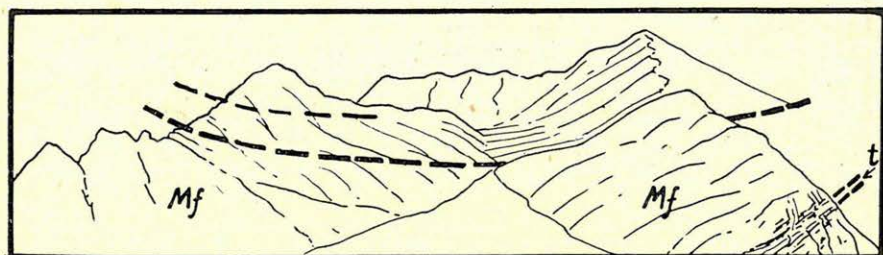


Abb. 147. Diskordante rote Konglomerat-Mulde über Melafir auf der Nordseite des in dem östlichen Sujok, westlich des benachbarten Kinkaren liegenden Nebentales. Aussichtspunkt = 5220 m. Mf = Melafir. t = Melafirtuff.

in 60 Grad gegen Westen fallenden Schichten des Angara-Sandsteins. Diese beweisen, daß der Melafir eine in die Reihe der Angara-Schichten gehörende vulkanische Erscheinung ist. An einer Stelle konnte ich eine 2 m hohe tuffige Sandsteinbank finden, die sich kaum von den übrigen Angara-Kalksandsteinen unterscheidet.

Ich muß hier bemerken, daß die Einreihung der Sandsteine in die Angara-Gruppe nur darauf gestützt ist, daß die oberkarbonischen Kalksteine, die gewöhnlich selbst ungefaltete sind, unter schwachem Winkel lagernd von ihnen bedeckt werden und, daß die ausgesprochen kontinentalen Hanhai-Schichten sich in der Ablagerungsform noch stärker von ihnen unterscheiden.

Selbst der Kinkaren-Berg ist durch den spitzwinkligen Zusammenfluß der Sujok und Tojun Flüsse hier ausgekeilt. Diese Landschaft ist auf der Abb. 148. dargestellt. Mittelhohe Berge ziehen dahin zwischen stellenweise zu engen Schluchten gewordenen Tälern, beckenartige Erweiterungen einfassend. Allgemein bezeichnend ist, daß der Talboden überall von Schutt bedeckt wird. Sogar der wasserreiche Sujok kann kaum durchdringen. Der Tojun dagegen versickert in einem 11 km langen Lauf (3220—3000 m) sogar

zur Zeit des Hochwassers im Mai in dem Schotter. Unter dem Südgrat des Kinkaren-Berges liegt der Kisilkur-Friedhof mit seinen schönen kuppeligem Mausoleen. Den weiteren Lauf des Sujoks kenne ich nur aus den Karten und Angaben STOLICZKAS, STEINS und MERZBACHERS.

Zwischen dem Kisilkur-Friedhof und dem Tojun-Tübe erscheinen nur Gesteine vulkanischen Ursprungs, beziehungsweise mit Eruptivlagen wechsellagernde Sandbänke. Der Melafir des Sujok-Tales übergoß den Olivindiabas des Tojun. Ersterer, der mit gleichmäßig gebankten weißen und roten Sandbänken ab-

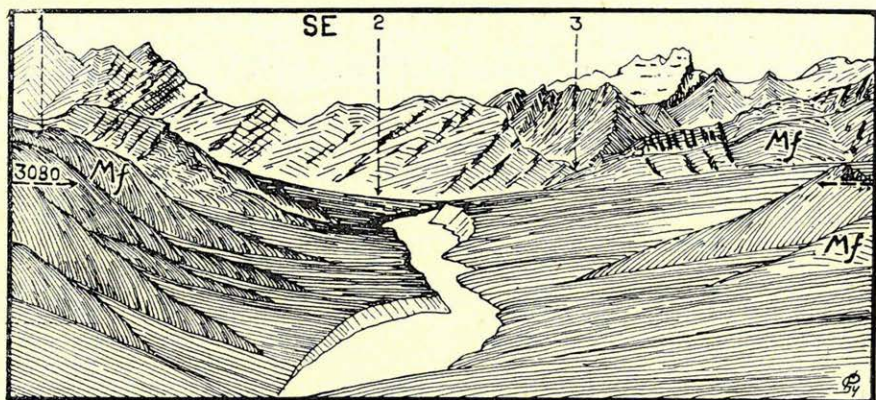


Abb. 148. Der unterste Abschnitt des östlichen Sujok-Tales zwischen den Zusammenflüssen mit dem Kinkaren und dem Tojun. 1: Aksche-Bel, 2: Tojun-Tal, 3: Kisilkur. Mf: Melafir, zwischen den Schichten Tuff, der stellenweise weiß, in verwittertem Zustande rot ist.

wechselt (alle fallen hier gegen Norden), gehört offenbar zu der Gruppe des Dolerit-Trapps STOLICZKA's. Ich habe, außer den erwähnten Sandstein- und Tuffschichten nur Melafir und im Tojun-Tal Olivindiabas gefunden. Auf den Skizzen sind die Melafir-Berge bezeichnet. Die übrigen Berge der Abbildungen 149., 150. und 151. scheinen alle aus Olivindiabas aufgebaut, natürlich ohne diejenigen, die im Hintergrund der Abbildungen kamen zu sehen sind. Ich muß besonders auf die im Hintergrund der Abbildung 148. sichtbaren hohen Klippen die Aufmerksamkeit lenken. Er scheint seiner Gestalt nach ein typisch oberkarbonischer Kalksteinberg mit wagrechten Tafeln zu sein. Die dunklen Streifen der Felsen, durch dicker Schichtbänke gebildet, sind weithin sichtbar. Sie ragen aus dem Winterschnee heraus. Mitte Mai ist hier noch der Anfang des Frühlings. Sogar auf dem Schotter des Tojun

stampften wir eine halbe Stunde den Schnee. STOLICZKA entdeckte unterhalb vom Kisilkur-Friedhof eine Kalksteinschlucht. Diese Schlucht ist in senkrecht gefaltete dunkle Schiefer, Sandsteinschiefer und schwarzen tonreichen Kalk eingeschnitten. Dazu kann noch bemerkt werden, daß STOLICZKA die Gesteine der Schlucht ganz richtig für paleozoisch annahm, wenn sie auch von der oberkarbonischen Kalktafel bedeckt sind. Meinen Beobachtungen angemerkt sei, daß das Eruptivgebiet bis zu dem Kisilkur-Friedhof reicht, da dort wiederum die gleichmäßigen Kalkstein- und Schiefer-Kämme des Kоктан-Tau erscheinen.

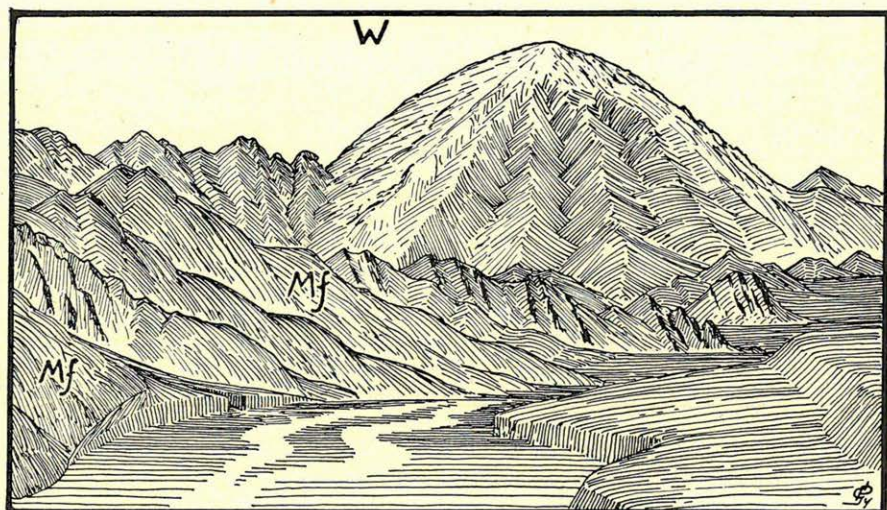


Abb. 149. Der Stantscharek-Berg und das östliche Sujok-Tal von dem Höhen-Punkt 5080 m unter dem Aksche-Bel. Links der abgeschnittene Schuttkegel des Sasek, rechts die Terrassen des östlichen Sujok. Mf = Melafir.

Der Tojun-Tübe befindet sich in einen unregelmäßigen Becken, dessen Gestalt am besten einem Dreieck ähnelt. Nachher aber durchschneidet der Tojun zwei auffallend regelmäßig kreisförmige Becken, die in ihrer heutigen Form vollkommen an die Maare der Rheingegend erinnern, mit dem Unterschied, daß hier der Grund nicht ein See, sondern die ödste mit Pferd und Kamelskeletten bestreute Schotterwüste ist. In meinen Reiseberichten hatte ich schon Gelegenheit von den durch meinen Leichtsinns verursachten Schwierigkeiten zu erzählen. Obwohl es mich sehr reizte diese zwei kraterartigen Becken ausführlicher zu untersuchen, hatte ich keine Zeit und Mittel dafür. So kann ich nur aufmerksam machen, daß man südlich des Tojun-Tübe in ein Becken von

7.5 km Durchmesser gelangt. Dieses Becken wird von einem Gebirgskranz umgeben, der in seiner Gestalt eine Caldera ahnen läßt. Unmittelbar im Süden folgt ein zweites Becken, zwar etwas kleiner doch von gleicher Gestalt.

Der südliche Nachbar des Kinkaren-Berges ist in seinem Aufbau insofern verschieden, obwohl die Melafir und Olivindiabas Massen der Ostseite auch dorthin hinüberreichen, daß hier in Süden die als oberkarbonisch bekannten, hellgrauen und dickbankigen Kalkhorste aus der vulkanischen Masse herausragen. Den südlichen Nachbar benenne ich seiner kühn emporragenden

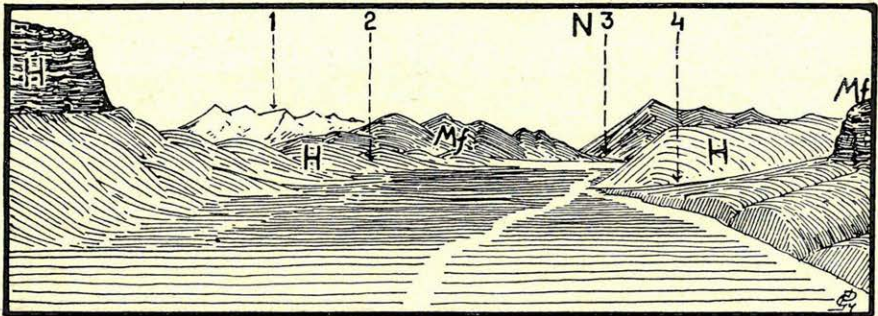


Abb. 150. Das Sokotasch-Becken. Aussichtspunkt die Südpforte (5250 m). Melafir (Mf) und Olivindiabas-Decke überlagert von Hanhai-Konglomerat (H). 1: Kurpe-Tau. 2: Kisil-Mojnok. 3: Nordpforte des Beckens. Aussichtspunkt der Abb. 151. 4: Sokotasch-Graben. Der Talgrund eine Schotterwüste.

Kalkpyramiden wegen als *Stantscharek-Gebirge*. Die östliche Hälfte, ein niedrigeres Bergland, das von dem Sasek-Tal 3 km entfernten, schon erwähnten N-S-Bruch östlich beginnt, unterscheidet sich nicht von der Nordseite des Sujok-Tales. In der Struktur ist hier das N-S-Streichen vorherrschend und die tektonische Einheit wird, trotz der herüberreichenden NW-SO gerichteten Verwerfung des Sujok-Tales, nicht wesentlich gestört. Das ist auch auf der Abb. 148 ersichtlich. Demgegenüber liegt der Abschnitt zwischen dem Ejran-Su und Sasek in einer Verwerfung, von der an gegen Süden hohe Berge aus den Schollen des oberkarbonischen Kalkes hervortreten. Von Osten gesehen macht der Stantscharek-Berg den Eindruck eines mächtigen Berges. (Abb. 149). Nicht nur die Gestalt und die Farbe des Berges, der Schotter der Bäche, sondern auch einige kleine Schollen auf der Südseite des Sujok-Tales lassen erraten, aus welchem Gestein er aufgebaut ist. In der großen Verwerfung sitzen die Kalksteinschollen in einer Biotitaugit-Kersantit

(No. 2—24.) und Olivin-Kersantit-Decke, (No. 2—25) und nur am Rande des Tales fanden sich einzelne Angara-Sandsteintafeln, die der Sujok von dem Kinkaren-Berg abschnitt. Ich schätze die Höhe des Stantscharek-Berges auf 4200 m. Hinter ihm liegt der breite Rücken der Dscherüj-Hochebene, und zwar ein Teil, der nur geringen Höhenunterschied zu dem Stantscharek aufweist. Diese Hochebene, die im Westen sich an den Stantscharek lehnt, ist mit horizontal gelagertem Angara-Sandstein bedeckt. Unter dem Sandstein liegt die Biotitaugit-Kersantit-Masse. (Tafel. XIV, Bild oben).

Im Westen und Süden des hier beschriebenen Gebietes breitet

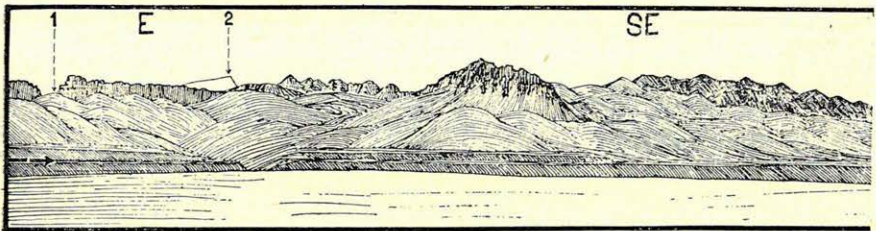
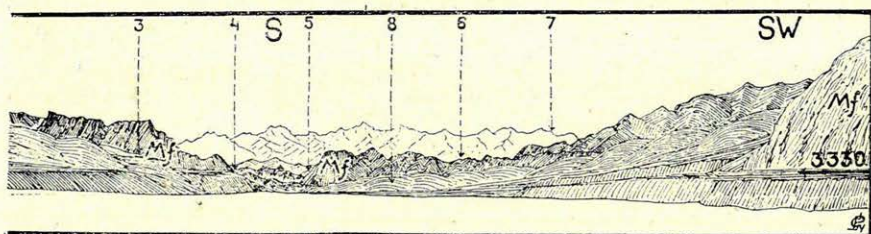


Abb. 151. Sokotasch-Becken südlich des Tojun-Tübe. Der große Krater von STOLICZKA. 1: Bostschuk-Bergkamm, 2: Berg in dem Tschakmak, 3: Sokotasch-Tal, 4: Tojun-Tal, 5: Tschamaldu-Tal, 6: Östliches Sujok-Tal, 7: Die Umgebung des Sasek-Passes und das Stantscharek-Gebirge, 8: Kisil-Mojnok (rotes Konglomerat). Mf. = Melafir und Olivindiabas. Im Talgrund Schotterwüste.

sich das 30 km breite heute noch in jeder Beziehung vollständig unbekanntes Gebiet des Sasek-Berglandes aus. Aus großer Entfernung geurteilt, scheint es ein 4000 m hohes Hochplateau zu sein. Weiter gegen Westen, im Norden durch den Sujok (STOLICZKA: „Suek“), im Süden durch die oberen Täler der Ütschasch und Üruk-Sai umgürtet, zieht ein Bergrücken, der die Ferganische Grenze trägt. Ich nenne diesen Rücken *Dscherüj-Gebirge*, nach einer seiner charakteristischen Hochebenen. Die Nordgrenze des *Dscherüj-Gebirges* ist scharf, weil als Folge der scharfen Einschnitte der westlichen und östlichen Sujok-Täler. Der 3900 m hohe Sujok-Paß ist der nördlichste Punkt des Gebirges und hier lehnt es sich unmittelbar an die schon oft erwähnte Felswand des Kurpe-Tau. Der *Dscherüj* mündet in das östliche Sujok-Tal in 3270 m Höhe, wogegen das westliche Sujok-Tal, in 2730 m Höhe, in das Tschitschirganak-Becken, auch durch die Ruinen einer der talsperrenden Befestigungen des Jakub Bek gekennzeichnet, mündet. Diese zwei Punkte bilden die beiden Enden der Nordgrenze.

Die übrigen Grenzen konnte ich nicht feststellen, da ich im Ütschasch-Tal nur die Mündung des Temirgen erreichte (3250 m). Das Üruk-Sai-Tal ging ich zwar entlang und ich glaube, daß die Mündung des westlichen Sasek-Tales (2950 m) in der 40-ten geogr. Breite wohl ihre Grenze erreicht, doch sind das nur zwei Punkte. Ich verfolgte in dem Dscherüj-Gebirge im Querschnitt die Nordgrenze, den an diesem angeschlossene Tepschi-Bel-Dscherüj-Üruk-Sai N-S-Querschnitt, das ebanfalls an den ersten angeschlossenen Dscherüj-Temirgen NO-SW-Profil, wie auch den Djitim und endlich im Westrand den Kalmak-Aschu-Ütschasch-



Querschnitt. Den Dscherüj-Djitim-Abschnitt des Sujok-Tales durchwanderte ich sogar zweimal.

Der Querschnitt an der Nordgrenze zeigt, daß das ganze Sujok-Tal in der Zone der stark gepreßten, der Angara-Gruppe angeordneten, dunkelgrauen, kalkigen Sandsteinschiefer liegt. Es ist nicht zu bezweifeln, daß der Kurpe-Tau, wie auch der Stantscharek Reste der oberkarbonischen Kalkstein-Tafel sind. Auch die schwarzen Tonschiefer der von dem Dscherüj-Rücken und dem Üruk-Saj ablaufenden Täler sind zweifellos präkarbonisch, wahrscheinlich Devon-Schiefer. Aber bei der Beurteilung der kalkigen Sandsteinschiefer des Sujok-Tales sind wir an auf ziemlich schwankende Vermutungen angewiesen. In dem schwarzen Tonschiefer des Dscherüj kommen auch dunkelgraue Quarzsandsteinschiefer vor. Ich habe keine anderen Beweise bei der Unterscheidung der devonischen Quarzsandstein-Schiefer und der Angara Sandsteine, die oft auch stark schiefrig sind, als die starke Verkalkung, geringere Gepreßtheit und die Art und Weise des Vorkommens der letzteren. Südlich des Dscherüj, ist die Tonschiefer- und Quarzsandstein-Schieferfaltung des Üruk-Sai, zwischen den Tälern Taschü und Eschengeldi, fast von N-S-lichem Streichen, doch ist dieses Streichen auch weit im Süden in den Bergen der Uruksai-Gegend sichtbar. Einen auffallenden Gegensatz bildet mit diesen Schiefen der grünlich-graue, kalkige Sandstein, der gleich-

falls ziemlich geblättert, fast schiefrig ist. Er liegt nämlich mit geringem nördlichem Fallen, so in seinem Fallen wie auch im Streichen rechtwinkelig auf die vorerwähnte senkrecht gestellte Faltung. Daß wir es hier wirklich mit Angara-Sandstein zu tun haben, ist schon deswegen zweifellos, da der im Hangenden folgende mit ihm parallel liegende Rotsandstein nur in die Hanhai-Gruppe gereiht werden kann. Die aus den zernagten Tafeln der letzteren entstandenen roten Felsen sind in 4000 m Höhe auf dem Dscherüj weit sichtbar (Abb. 152).

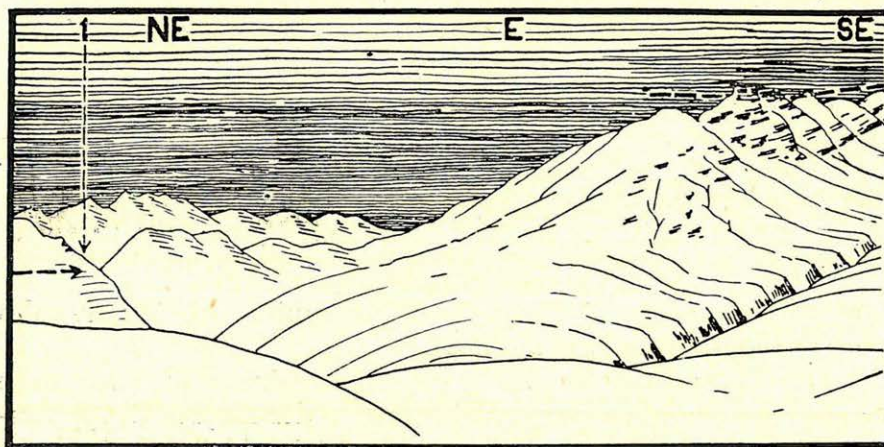
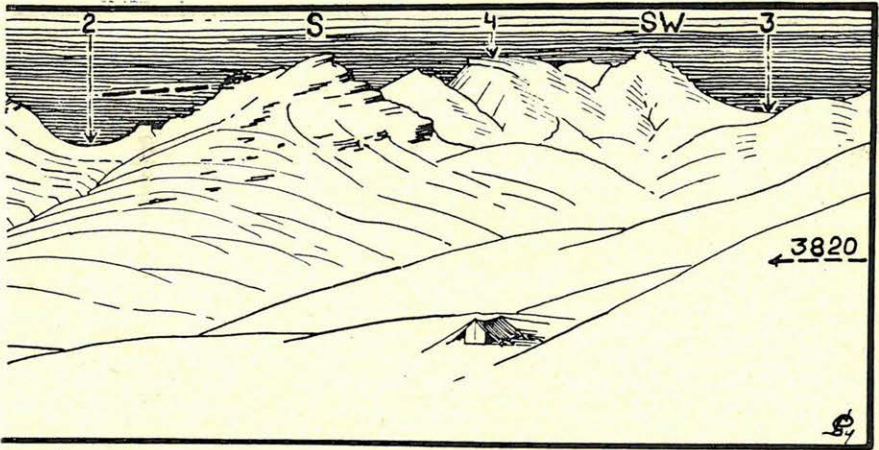


Abb. 152. Das Dscherüj-Plateau mit Winterschnee bedeckt (5810 m) vom Lagerplatz am 6—7 Mai 1909 aus. 1. Östliches Tal des Dscherüj-Kogart, 2. Der Paß vom Sept. 1909 (5940 m.), 3. Der Paß vom Mai 1909 (4060 m.), 4. Firntafel (?). Unten Angara-Sandstein, mit darauf liegendem wagrechtem rotem Hanhai-Sandstein auf den Bergen SE. und S.

In dem Sujok-Tal fand ich Sandsteinschiefer und dünn-geschichtete grünlichgraue Sandsteine, die von den devonischen Quarzsandsteinschiefern und besonders von den in der Gemeinschaft mit schwarzen Tonschiefern vorkommenden glimmerigen, kalkigen Sandstein (No. 2—136) nur schwer zu unterscheiden sind, von dem Kinkaren-Berg bis zu dem Sujok-Paß in einer 60 km langen zusammenhängenden Zone und 10—12 km Breite. Diese Sandsteine aber liegen bei weitem nicht so ruhig, wie die auf dem 4000 m hohen Dscherüj. Im Gegenteil sind sie in dem Streichen der Sujok-Tal-Achse oft stark verfaltet zu senkrechter Lage gekommen. (Abb. 153). Zwei Merkmale ihrer Struktur beruhigen uns jedoch, daß sie zu der Angara-Gruppe gehören. Das eine Merkmal ist, daß stellenweise nur wenig gebogen, ihre fast hori-

zontalen Schichten km-lange weite ausgedehnte Tafeln bilden. Das habe ich bei der Faltung der Devon-Schiefer in keinem Fall vorgefunden. Das zweite Merkmal kommt zum Ausdruck, indem das Streichen der Sandstein-Schichten durch parallele längliche Bruchlinien und Verwerfungen begleitet wird. Auch dies ist bei den Devon-Schiefen unbekannt. Auf Grund dieser Zeugnisse bin ich der Meinung, daß die 60 km lange Zone des Sujok-Tales die Fortsetzung der südlichen Grabenverwerfung der Aksaj-Hochebene ist. *In diesem Graben-Abschnitt sind die Angara-Schiefer*



eingestürzt und verworfen. Hier haben sich auch die hanhaischen roten Konglomerate abgelagert, obwohl ihre Spuren jetzt nur mehr in dem unteren, bis zu dem Sartasch-Tal reichenden Abschnitt sichtbar sind. Es ist auch annehmbar, daß die riesengroße Kalkwand des Kurpe-Tau durch eine auf die Grabensenke gedrückte Überschiebung entstand. Die aufgefalteten, beziehungsweise

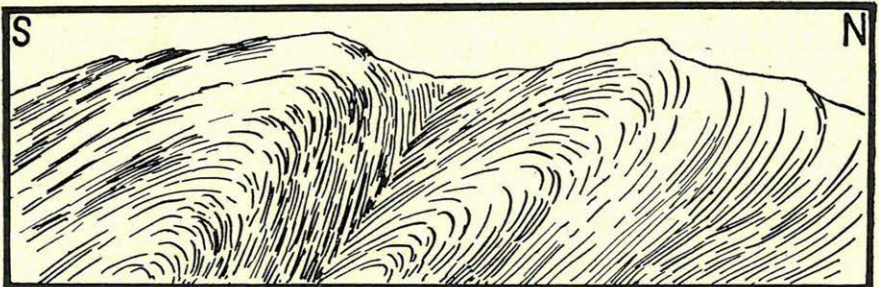


Abb. 155. Die Faltungen der dünn geschichteten Angara-Sandsteine auf der westlichen Seite des Kumis-Tales. (Östliches Sujok-Tal).

die in die Grabensenke gestürzten und gepreßten Angara-Sandsteintafeln, wie auch die weiter entfernten, in ruhiger Lage liegenden gleichen Tafeln, werden auf Abb. 154. dargestellt.

Der Kern des Dscherüj-Gebirges liegt zwischen dem Uruk-Sai und dem Temirgen (ein Nebental des Ütschasch). In der Gegend des Djitim-Bel liegt in einer gewölbten Faltung mit WNW-Achse Quarzsandstein (No. 528.), 12—14 km weiter südlich in dem Temirgen-Tal schwarzer metallglänzender, als Hausdachbedeckung verwendbarer Tonschiefer (No. 2—25) und dünn geblät-

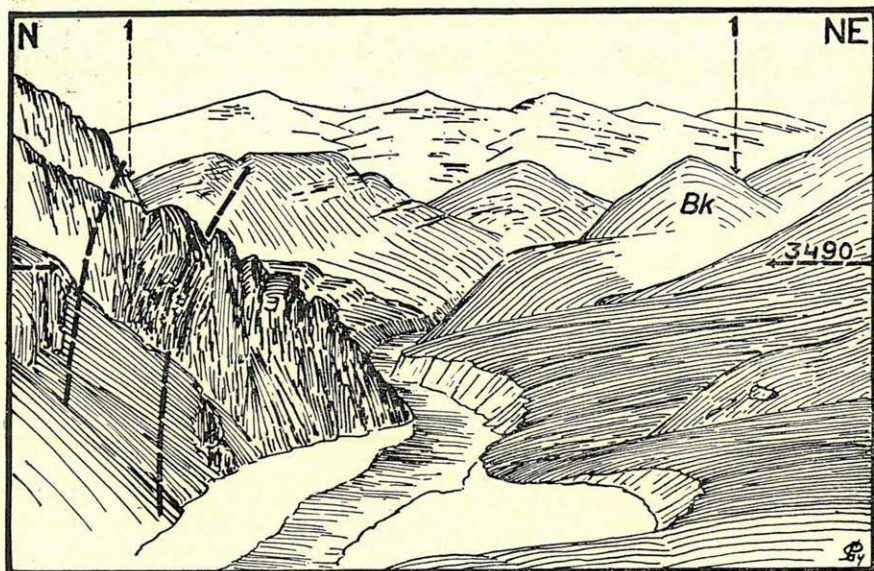


Abb. 154. Das Dscherüj-Nebental des östlichen Sujok. In dem Angara-Sandstein Biotitaugitkerzantit (Bk). 1. Östliches Sujok-Tal.

ter, in weißen und schwarzen Farben spielender Kalksteinschiefer (No. 2—22). Letzteres Gestein habe ich durchwegs in der unterkarbonischen Gruppe vorgefunden, wenn auch der Tonschiefer älter als dieses Gestein ist. Östlich des Temirgen ist die Richtung der Faltung der älteren Schiefergruppe dagegen eine N-S-liche, wobei sie diese Richtung auch längst des Uruk-Sai behaltet. Hier kann ich die Karte des Muschetow'schen paleozoischen Faltungssystems insofern ergänzen, indem im Dscherüj-Gebirge die Verwerfungslinie von Nordwest in die südliche Richtung abbiegt.

Das paleozoische Grundgebirge wird in dem Dscherüj-Gebirge dick von Angara-Schichten bedeckt. Hier habe ich die ausgedehntesten Angara-Tafeln meiner zweijährigen Reise gefun-

den. Merkwürdig ist, daß sich ihre überwiegend verkohlten sandigen Tonschiefer und kalkigen Sandsteine unmittelbar auf die Schichtköpfe der unterkarbonischen und älteren Schiefer ablagerten und, daß der anderswo durchwegs so mächtig ausgebreitete und dicke oberkarbonische Kalk aus der Zeit der Angaratrangression hier in der unmittelbaren Nähe des Kurpe-Tau und des Stantscharek gänzlich fehlt. Die in die Angara-Schichten gereihten Schiefer sind nicht nur in dem Sujok-Tal verknittert und gefaltet, sondern auch weiter gegen Westen. Die von dem Kokschal bis hierher verfolgbare Grabensenke zeigt auch eine weitere Fort-

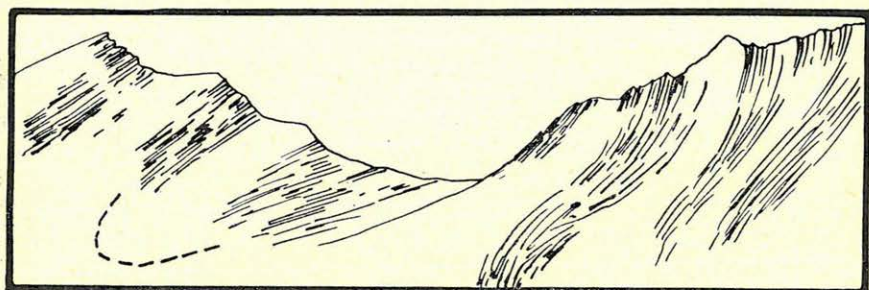


Abb. 155. Die Faltungen des Angara-Sandsteins in der südlichen Umgebung des Djitim-Bel mit O-W-Streichen.

setzung, was noch dadurch bestätigt wird, daß der Graben in westlicher Richtung in ein rotes Hanhai-Becken mündet. Es ist das Tschitschirganak-Becken, über das in einem anderen Kapitel geschrieben worden ist. Sogar die Struktur des Kokschal scheint sich hier zu wiederholen, in dem der östliche Sujok-Graben und der westliche Sujoks Kogart-Graben kulissenartig miteinander verbunden sind. Von Osten gegen Westen haben auch die tektonischen Linien, Fergana zu, ein starkes Gepräge bekommen.

Bergkämme und Gebirgsränder mit steifen Linien, und große lange Täler zeigen den Weg gegen Westen, aber zwischen Nord und Süd wird durch die Gebirgswälle jeder Weg gesperrt. Die Abbildung 155. zeigt das Maß der Faltung der Angara-Schichten in dem Sujoker Kogart-Tal, Abbildung 156 dagegen die ungefalteten Tafeln der in dieselbe Gruppe gehörenden Schichten. In dem Querschnitt Dscherüj-Tschitschirganak, auf der 4000 m hohen Hochebene des Dscherüj, liegt roter Hanhai-Sandstein über der ungefalteten Angara-Tafel, im Hangenden mit senkrechten Schichten des glimmerigen Quarzsandsteins. Von dem 3500 m hohen Punkt des Temirgen-Tales an bis zu dem 2600 m Punkt des

Tüsaschu-Tales liegt fast in 50 km Breite die Angara-Tafel des glimmerigen, kohlenhaltigen, kalkigen Sandsteines. Sie bricht stufenartig in das Tschitschirganak-Becken ab, wobei am Rand des Beckens wieder um die starken Schichtenbiegungen, stellenweise auch die herrlichen Falten, erscheinen.

Vor der Dscherüj-Hochebene führt in gerader südlicher Richtung bis zu dem Tschigatschak-Karaul ein 40 km langes gerades Tal. Dieses lange Tal ist eintönig, nicht nur wegen seiner gleichmäßigen Berge, sondern auch durch die Abwechslungslosigkeit der Gesteine und der Struktur. Ich sah wenigstens nichts anderes

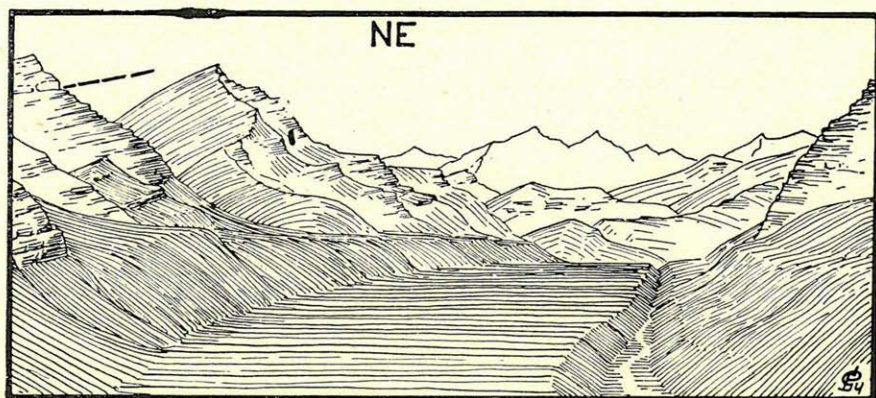


Abb. 156. Das Temirgen-Nebental des Ütsch-Tasch von seiner Mündung, aus 3510 m Höhe. Angara-Sandsteinschiefer, darüber horiz. rotes Konglomerat.

auf der ganzen Länge der Berghänge, als abwechselnd glimmerigen Sandsteinschiefer und schwarzen Tonschiefer, die langweiligen Gesteine des Devon. Auch die Schichten des Talgrundes mit ihrem einmal westlichem einmal östlichem Streichen, aber stets mit 70—80 Grad Fallen. Gegen Westen sind in allen Nebentälern ruhiger liegende (Angara?) Schichten zu sehen, meist mit 30—40 Grad südlichem Fallen. In 3440 m Höhe, in 14 km Entfernung von dem Dscherüj, liegt das von Westen kommende Schorolu-Tal. Hier biegt die Achse der paleozoischen Faltung gegen Südosten. Das Streichen ist in der Gegend des wasserreichen Akpasch-Aju schon WNW (520) in der Nähe des Tschigatschak-Karaul aber beinahe W-lich (290). Das Tal breitet sich mit diesem schritthaltend aus, es wächst sogar stellenweise zu beckenartigen Erweiterungen.

In der Talerweiterung des Tschigatschak-Karaul sind auf der Westseite senkrecht stehende Schichten des wechsellagernden schwarzen Tonschiefers und Sandsteinschiefers. Auf der Ostseite

erscheint nur Quarzsandstein, und zwar mit den Gesteinen des Kismak (2—113), Ordolon (No. 2—110), Koschötök (No. 2—117) und Djanbulak (No. 2—123) übereinstimmend. Der Tschigatschaker Sandstein (No. 2—154 und 133) ist wesentlich jünger als der schwarze Tonschiefer, doch liegt der oberkarbonische Kalkstein in starkem Winkelunterschied über ihm.

LITERATURNACHWEIS.

(Die erste Kursivziffer des Hinweises im Texte stimmt mit der untenstehenden Serienziffer überein.)

1. PRINZ: Beiträge zur Morphologie des Kuldschaer Nan-Schan.-Mitt d. k. k. Geogr. Ges. Wien, 1910.
2. PRINZ: A kuldszai Nan-Schan morfológiájáról. — Math. Term. Értesítő. 1909.
3. PRINZ: A középponti Tien-Sán északi részének pleistocén képződményei. Math. Term. Értesítő. 1908.
4. PRINZ: Die Vergletscherung des nördl. Teiles des zentralen Tienschan-Gebirges. — Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1909.
5. PRINZ: A pamirokról. — Budapesti Szemle. 1910.
6. PRINZ: Uti jegyzetek Közép-Ázsiából. Földr. Közlem. 1906—1908.
7. PRINZ: Reiseskizzen aus Centralasien. — Abrégé Soc. Geogr. Hongr. 1907—1908.
8. PRINZ: Erwiderng auf die Bemerkungen Dr. G. Merzbachers. — Abrégé Soc. Geogr. Hongr. 1910.
9. PRINZ: Utazásom a Tien-sán déli hegyláncában Nárin és Maral-basi között. — Földr. Közlem. 1910.
10. PRINZ. A tarandzsik földjén. — Természettud. Közl. LXXXIX—XC. Pótf. 1908.
11. PRINZ: Utazásaim Belső-Ázsiában. Budapest, 1911.
12. PRINZ: Bolor-tag. — Földr. Közlem. 1922.
13. PRINZ: Kuenlün és Pamir. — Koch Emlékkönyv. Budapest, 1915.
14. VADÁSZ: Őslénytani adatok Belső-Ázsiából. — Földt. Int. Évk. XIX. — 1911. Paläontologische Studien aus Zentralasien. Budapest, 1911. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. A. XIX. 1911.
15. SZENTPÉTERY: Közöttani adatok Belső-Ázsiából. — Földt. Int. Évk. XXI. — 1915. Beiträge zur Petrographie Zentralasiens. Budapest, 1915. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. A. XXI. 1915.
16. PRINZ: Eljegesedéstani adatok Belső-Ázsiából. — Földt. Int. Évk. XXIV. — 1916. Beiträge zur Glaziologie Zentralasiens. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. A. XXV. 1927.
17. MÉHES: Fossile Ostracoden aus Asien. — Földt. Közöny. 1913.
18. VENDL: A Tarim-medence vidékének homokjáról. — Földt. Közöny. 1911.
19. KOCH: Új adalékok a Gryphaea Eszterházyi elterjedéséhez és geológiai jelentőségéhez. — Földt. Közöny. 1911.
20. Karte zu G. Merzbachers Tian-Schan-Reisen. München 1928.

21. MACHATSCHEK: Landeskunde von Russisch Turkestan. — Stuttgart, 1921.
22. FRIEDERICHSEN: Forschungsreise in den Zentralen Tiänschan und Dsungarischen Ala-tau. — Hamburg, 1904.
23. LEUCHS: Zentralasien. — Handb. d. Reg. Geol. Bd. V. 7. — Heidelberg, 1916.
24. WAGNER: Faunisztikai adatok Közép-Ázsiából. — Állatt. Közlem. 1928.
25. GRÖBER: Der südliche Tien-schan. — Geog. Abhandlungen Bd. X. H. 1. Leipzig—Berlin, 1914.
26. MERZBACHER: Vorläufiger Bericht üb. e. i. d. J. 1902 u. 1903 ausgef. Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan. — Ergh. Peterm. Mitt. Nr. 149.
27. PUMPELLE: Explorations in Turkestan. Washington, 1905.
28. KEIDEL: Geologische Untersuchungen im südlichen Tian-Schan nebst Beschreibung einer oberkarbonischen Brachiopodenfauna aus dem Kukurtuk-Tal. — N. Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. BBd. XXII. 1906.
29. MACHATSCHEK: Vorläufiger Bericht über den Verlauf und die Ergebnisse einer Forschungsreise durch Russisch-Turkestan im Jahre 1914. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1915.
30. PRINZ: Közép-Ázsia ősi tönkfelszíne. — Die alte Rumpffläche Zentralasiens. Matem. Term. Ért. LVIII. 1959. Mat. Nat. Anz. Ung. Akad. Wiss.
31. KEIDEL: Ein geologisches Profil durch den nördlichen Teil des zentralen Tianschan. Abhandl. Akad. Wiss. XXIII. München, 1906.
32. TERRA: Geomorphologische Studien zwischen Industal und südlichem Tarimbecken. Zeitschr. f. Geomorph. 1950.
33. ALMÁSY: Vándorutam Ázsia szívében. Budapest, 1905.

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN I—XI.

I. Kartenausschnitt des mittleren Teiles des Issikkul-Tekes Beckens. Originalaufnahme des Verfassers mit Zuhilfenahme der russischen 40-Werst-Karten. Höhenschichtlinien von 2000 m an je 500 m. Höhenangaben nur auf Grund eigener Aneroidmessungen unter Siedethermometer-Kontrolle. Nomenklatur in ungarischer Schreibweise (sz — s, z — sz, ty — tj, s — sch, zs — dsch). Die Wellenlinien zeigen das Schiefergrundgebirge mit der Streichrichtung. Das Gebiet der Granite ist gekennzeichnet durch Kreuze, das der Karbonkalktafeln durch Bauziegelschraffierung, das der Hanhai-Ablagerungen ist dick punktiert, die jungtertiären Anschwemmungen dagegen fein punktiert. Die Eruptiva außer den Granitmassiven sind volls schwarz gefärbt. Die Hauptverwerfungslinien werden durch stark gefeilten Linien angezeigt.

II. Kartenausschnitt des Saridschas-Srt Gebietes. Die Doppelpfeile zeigen die Streichrichtungen des Grundgebirges. Die bekreisten Ziffern beziehen sich auf die Gesteinsammlung (S. Lit. 14 u. 15). Die Perlenschnur bedeutet Moränen. Sonstige Angaben wie auf Taf. I.

III. Kartenskizze des West-Saridschas Gebietes. Hier sind einige Picea-Haine (kleine Pfeile) und Lasiogrostis-Steppen (Grasbusch) gekennzeichnet, sowie die größeren Terrassenlandschaften und Seeablagerungen. Sonst wie Taf. I.

IV. Das Gebiet der Tura-Berge. Höhenschichtenlinien je 100 m. Das rote Becken des Üsünggusch (punktierte Linie) und die Verwerfungen des Südl. Borkoldaj-Gebirges. Sonst wie Taf. I. Nomenklatur verdeutscht.

V—VI. Oben das Bild des Khalik-Tau. Aussichtspunkt des chinesischen Grenzposten im Kaschan-Tau (1950 m). Im Vordergrund die Schotteranschwemmung des Tekes-Beckens mit den Terrassen des Kaschan. Links und rechts vom Kaschan-Tal die Hügelreihe des Kaschan-Sümbe, eine diluviale Längscholle des Beckens. Das Vorland des Khalik-Tau besteht aus einer breiten, schief gestellten Rumpffläche mit einer schmalen Nadelwaldzone zwischen Steppengraszone und Alpenwiesenzone. Die Nadelwaldzone bildet einen Gürtel in der Höhe 2500—2800 m. 1: Berg Aringamir. 2: Aringamir-Tal. 3: Agias-Tal. 4: Kongirbulak-Tal. 5: Simtasch-Bergrücken. 6: Temirgenbulak-Tal. 7: Ein mit schroffen Zinnen gekrönter Schieferberg. 8: Der Berg mit den Zwillingsfelsen. 9: Tschedschinbulak-Baschi (2820 m), Grenzpunkt zwischen der nördlichen Karbonkalkzone und der Granitzone. 10: Ein Vorberg an der Wasserscheide des Agias und Aksu. 11: Berg Kainbulak-Baschi. 12: Mein Aussichtspunkt (5260 m) für die Abb. 18. 13: Der Berg No. 3 (Abb. 18). 14—15: Der Doppelberg. 16: Mittengeibel im Aksu-Tal, der Berg No. 5 auf d. Abb. 18. 17—18—19—20 sind Fixpunkte für meine Aufnahmen. cs: Tschekirte-Tal Aussichtspunkt für Abb. 17. 21: Tschong-Musart Tal. 22—25: Gipfel des Kitschine-Musart. 24: Merzbachers Mukurmutu VI. 25: Mukurmutu II. 27: Mukurmutu I. 26, 28 u. 29 sollen Gipfel des Nikolaj Mihajlowitsch-Gebirges

Merzbachers sein, scheinen aber nach meiner Aufnahme bedeutend niedriger zu sein. 30: Der Kantengri. 31 u. 32 Gipfel auf dem Sockel des Semenow-Berges. 35: Die Semenow-Kuppel. 34: Kitschine-Musart Tal. 35: Hauptgipfel, ein Sechstausender des Sairschasin-Tau.

V. Zweite Abbildung. Die Gletscher des Külü-Karakoltör (Terskej-Alatau). Aussichtspunkt 3620 m an der Seitenmoräne des Gletschers Karakol III. Nach Osten (E) der Gletscher Karakol I. Nach Südosten das Külü-Karakol Tal mit der schwarzen Tonschieferwand des Külü-Schluchttales und mit der rund 4000 m hohen Rumpffläche. Nach Süden bis Norden das Granitgebirge. Im SW ein Sechstausender.

Dritte Abbildung. Die Hochebene des Kleinen Narin Srt. Aussichtspunkt der Abhang (5010 m) an der Westseite des Karagaman-Tores. Teilweise mit Grundmoränen bedeckte Granit-Rumpffläche. 1: Karagaman-Tal. 2: Sarigo-Srt, der 2950 m Punkt des Pfades gegen das Burkhan-Tal zu. 3: Lóczy-Berg. 4: Kumantschi-Paß. 5: Keng-Paß (5890 m). 6: Djakbolot-Paß (5770 m), 7—7: Durchbruchstal des Kitschine Narin. 8: Dschelangatsch Fluß. 9: Mündung des Burkhan. 10: Ein Karbonkalk-Berg zwischen den Uru- und Aikol-Tälern. 11: Karbonkalk-Tafelnreste zwischen den Aikol- und Artschalu-Tälern. 12: Artschalu-Tal. 13: Dschelangatsch-Tal. 14: Bordu-Tal und meine Route auf den Keng-Paß. 15: Sarigo Granitberg.

Vierte Abbildung. Das Alamischi-Gebirge von Süden. Aussichtspunkt an der Mündung des Djangidjir-Tales auf einer 160 m (2880 m) hohen Terrasse. Flach liegende ungefaltete Oberkarbon tafeln (Km) einst zur Rumpffläche abgetragen (punktierter Linie bei der Ziffer 5) und nachher aufgegliedert. Der gradlinige, steile Südhang des Tafelgebirges ist durch eine gewaltige tertiäre Verwerfung gebildet. Hier in der schmalen Grabenverwerfung liegen eingesenkte und verworfene Hanhai-Tafeln (H), einst in der Höhe entstanden. Der Akkija-Gletscher hat den Graben flach und glatt gehobelt. Seither hat sich der Ulan-Fluß bis 160 m Tiefe eingegraben. Die Pfeile zeigen die Grabenverwerfung an. M = Moräne der Akkija-Zeit. 1: Beschmojnok, Stirn moräne der Akkija-Zeit (2580—2800 m). 2: Usunbulak-Tal. 3: Artschalutör. 4: Artschalu-Tal. 5: Költör, das Tal vom Lilly-See. 6: Tekelütör. 7: Bajbitsche-Berg. 8: Bajbitsche-Paß (5690 m). 9: Süd-Bajbitsche Tal. 10: Ulan-Tal. 11: Botoj-Berg. 12: Djangidjir-Tal.

VI. Zweite Abbildung. Der bajumkoler Karakol See. Aussichtspunkt: Seitenmoräne unterhalb des Igilik-Passes (5120 m). Gletscher-Trog der Burkhan-Zeit. In der Richtung NO (NE) die Stirn moräne. Granitberge. Gegen Süden das Dshasil-köl Tal mit der Grundgebirgsfaltung. Im Hintergrund das Granitmassiv mit transgredierter Karbonkalktafel (Km).

Dritte Abbildung. Das Külü-Tal. Aussichtspunkt an der Vereinigung des Külü und des Saritschat. (2970 m). Im Vordergrund die große Stirn moräne der Burkhan-Zeit. Granit (Gr), Schiefergrundgebirgs- (Kp) und Oberkarbonkalktafel-Schollen (Km) durch Abtragung zur Rumpffläche eingebnet. Nach der jungtertiären Emporhebung zu über 4000 m sind hauptsächlich zur Akkija-Zeit tiefe Schluchten entstanden. Die Gletscher der Burkhan-Zeit wälzten sich in die Schluchttäler, die zu breiten Trögen umgewandelt wurden. Die Ziffern bezeichnen meine Fixpunkte für Theodolitmessungen. 1: Bordu-Srt. 2: Ein Fünftausender in der Umgebung des Saposchnikow-Berges von Friederichsen. 3: Ottuk-Srt. 4—5: Külü-Baschi. Hinter dem Berg No. 6 das Külü-

Karakol Tal. Zwischen den Bergen 8—11 liegt das Saritschat-Tal. Zwischen 15 u. 16 das Scharkaritma-Tal. 17: Mollah-Turm. Zw. 18 u. 19 der unterste Abschnitt des Kölü. 19: Sargolot-Srt. Unter d. 21: Oroibulak.

Vierte Abbildung. Das südliche Engtal des Saridschas. Aussichtspunkt ist ein Punkt am Kamm des Orokher-Tau. (Dieser Punkt ist an der Abb. 38. an- gemerkt). Das niedrigere Gebirge im Vordergrund gehört durchwegs zu dem Schiefergrundgebirge. Das Hochgebirge im Süden, das Dschanart-Gebirge, ist aber hauptsächlich aus Karbonkalk aufgebaut. 1: Üschtschat-Tau. Die beiden Fünftausender dieses Gebirges sind auch auf der Abb. 37 sichtbar. In deren Umgebung Reste der Rumpffläche, weiter unter das Trogtal Taldibulak aus der Burkhan-Zeit. In der Richtung E (Ost) und W der schmale Schieferkamm des Orokher-Tau. Der Fluß Saridschas hat sich (unter d. Ziffer 16) in der Richtung SW eingegraben, dann wendet er sich, das Orokher-Tau durch- brechend, nach NO zu Flüssen unseres Aussichtspunktes und verschwindet, in starker Krümmung, nach einem 6 km langen N-S Abschnitt im Kumar-Becken, in seiner bisher bekannten südlichsten Pforte (unter d. Ziffer 2). Hier beginnt seine auch im Winter ungehebbare Kalksteinschlucht. 3: Kumar-Tal. 4: Mün- dung des Kumar. 5: Aussichtspunkt der Abb. 39. 6: Üschtschoko-Berg. 7: Karaötök-Hochebene (2700—2800 m, Gletscherboden der Akkija-Zeit?). 8: Ör- dösch-Tal. 9: Ketschkentasch Steilabhang (S. auch Abb. 38). 10: Ojkajin-Tal. 11: Aranan-Tal. 12: Taschkoro-Tal. 15: Mündung des Dschanart, Aussichtspunkt der Abb. 37. 14: Akschirjak-Rumpffläche. 15: Ung. Lage des Ischigart Passes. Von hier zieht sich nach O das Ischigart-Tau; nach W das Tschagir-Kaündü Hochgebirge. 16: Ütschkül-Tal.

VII—VIII. Oben das Bild des Kokschal-Tau und des Kogeletschab-Srt. (In verschiedener Verkleinerung, aber von dem gleichen Aussichtspunkt Kilen- tajrak-Paß 5800 m gezeichnet). Links die Oberkarbonkalktafeln des Borkoldaj- Tau (Km). 1: Aktasch. Karbonkalkfels. Dahinter das Üsüngegusch-Tal und das Schiefergrundgebirge des Begel-Bogens mit gleichmäßig hohen Kuppen, Zinnen und Scharten. 2: Üsüngegusch-Tal. Die Gegend der Nordpforte der großen Schlucht. Westlich davon die Sechstausender des Tura-Gebirges, wie es scheint allesamt Kalkklippen. C: Tschong-Tura. CH: Cholnoky-Berg. CHj: Cholnoky-Gletscher. Die übrigen Gipfel und Gletscher sind numeriert (S. Taf. IV). 4—4: Das Tal das die Gletscherbäche östlich vom CH-Berg aufnimmt. Zwischen SE und S die große Synklinale des Karbonkalkes. Gr: Granit. Kp: Schiefergruppe. Km: Karbonkalk. An dem Kogeletschab stellen die beiden Tafeln Landschaften unter Neuschnee dar.

Srt im Vordergrund Grundmoränen mit Tümpeln.

VII. Mittlere Abbildung. Der große Tura-Gletscher. C: Der Tschong-Tura Berg. Durchwegs horizontale Kalktafeln der oberkarbonischen Transgression. Links im Vordergrund die Kalkstufen der Wand des Berges IX.

Untere Abbildung. Der Ostflügel des Kogeletschab-Srt, die Nordwest Seite des Tura-Gebirges und die Südseite des Borkoldaj-Gebirges. Aussichtspunkt: die Kisilompol-Hochebene (um 3600 m). Schollen der großen Karbonkalktafel, mit einzelnen Resten der Rumpffläche. Die Kalktafel ist durch Verwerfungen nach der Einebnung zerstückelt, die Tafelschollen ungleichmäßig, stufenweise eingesunken. Die einst die Deckschichten bildenden, die Rumpffläche bedecken- den roten Hanhai-Tafeln sind noch nur auf den tiefsten Tafelschollen erhalten geblieben. Ein kleiner Überrest der Hanhaitafeln ist zwischen den Ziffern 1 und 4 sichtbar (Kisilompol: H). Er liegt wie eine Ruine auf der wellig entblöbten

Rumpffläche. (Km). Die einstige Rumpffläche ist durch punktierte Linien gekennzeichnet. Nördlich von dem breit ausgewaschenen Üsüngegusch-Tal liegt eine überaus dicke, weit tief eingesunkene Hanhai-Tafel. 2: Kö-Su Schlucht. 3: Aktasch-Tischberg. 4: Kogeletschab-Srt. 5: Karakosu-Rücken, Aussichtspunkt der dritten Abb. auf Taf. VIII.

VIII. Zweite Abbildung. Das Tura-Gebirge vom Osten. Aussichtspunkt: der Bergrücken zwischen den Itschke-Su und Karasai-Aschu-Su Tälern. Der Vordergrund ist ein Schiefergrundgebirge, stark gefaltet und abgetragen und gleichfalls in Schollen zerlegt. Fünf Pfeile eine halbkreisförmige große Verwerfung kennzeichnend umrahmen ein hohes Vorgebirge des Borkoldaj-Gebirges. Dieses Vorgebirge gruppiert sich um dem Berg No 16 des Emegen-Tales. Das niedere Gebirge des Vorlandes scheint ein vorher abgetragener, dann durch rote Hanhai-Schichten eingehüllter, nachher wiederum eingesunkener und zerstückelter Grundgebirgsteil zu sein. F: Fillite. H: Hanhaischichten. 1: In der Tiefe (5380 m ?) der Fluß Karasai-Aschu-Su. Das dorthin von der Paßhöhe (5800 m ?) führende Tal ist in Hanhai (H) eingegraben. 2: Kainar-Tal. 3: Emegen-Tal (Das Pfeilchen daneben merkt den Aussichtspunkt der unteren Abb. der Taf. VIII. an). 4: Der Fluß Karasai. 5: Kisol-Su Tal. 6—11: Die Riesen des Tura-Gebires. 12: Kisol-Bel (das Pfeilchen darunter markiert den Tasmadschon-Paß an). 13: Berg an der Nordpforte der Üsüngegusch-Schlucht. 14 u. 15: Hohe Spitzen des Emegen-Baschi, unter gleichen Ziffern auch in der unteren Abb. der Taf. VIII. 17: Ein Fünftausender in der Nähe des Karasai-Aschu. 18: Ung. Lage des Karasai-Aschu Passes. 19: Itschke-Su Tal. 20: Der östlichste Berg des Kammes, der sich zwischen den Kisol-Su und Karasai Tälern erhebt. Unter den Ziffern 6 und 13 befinden sich zwei Pfeile, die die Breite der posthanhaischen Grabensenkung andeuten.

Dritte Abbildung. Das Tura-Gebirge und die Umgebung der Üsüngegusch Schlucht. Aussichtspunkt ist der Paß Karakosu (3600 m ?). In der Richtung NE (NO) der Krkmojnok-Rücken. A: Fast ungefalteter Schiefer konkordant unter Hanhai-Schichten liegend. H: Roter Sandstein. Ü: Kleine Überschiebung. 1: Cholnoky-Berg. 2: Die Schlucht des Kö-Su. 3: Aktasch-Hochebene. 4: Kogeletschab-Srt. 5: Kisolompol-Fels. 8—11: Die Tura-Gipfel. 14: Krkmojnok-Paß, mit unserer im tiefen Schnee ausgetretenen Reiseroute. Die nicht zugefrorenen Wildbäche Üsüngegusch und Tura erscheinen schwarz in der Schneedecke. Der Tschong-Tura Gletscher liegt zwischen den Bergen 9 und 11. Die Üsüngegusch-Schlucht richtet sich nach E.

Vierte Abbildung. Die Grabensenke zwischen dem Borkoldaj-Gebirge und dem Bedel-Gebirge. Aussichtspunkt ist der Paß 3650 (Taf. IV) zwischen den Kainar und Emegen Tälern. In der Mitte und im Vordergrund die eingesunkene schmale Scholle aus meist senkrecht aufgestellten, stark gefalteten Kalkfillit (F). Die zur Rumpffläche abgetragene Scholle ist nur spärlich durch Hanhaischichten (H) bedeckt. 1: Der Tschalmatö-Berg. 2: Karasai-Tal. 3: Ein Fünftausender des Bedel-Gebirges. 4: Üsüngegusch-Schlucht. 5: Die Lage der Kisol-Su Mündung. 6—11: Die Tura-Gipfel. 12: Kisol-Su Tal. 13: Tasmadschon-Hochebene mit der Schlucht (Schwarzer Streifen). 14: Ein Fünftausender des Borkoldaj-Gebirges (No. 15: auf der zweiten Abb. hier oben?). 16: Emegen-Baschi. 20: Der vergletscherte Berg westlich der Mündung des Kisol-Su. Die Pfeile deuten Verwerfungen an. Die feinpunktierte Linie in der Mitte ist die Reiseroute des Verfassers.

IX. Obere Abbildung. Narinkol-Baschi. Gleichhohe Granit-Berge des Na-

rinkol-Massivs. In der Eiszeit umgestaltete Täler mit Stufen, Trogschultern, Moränen.

Mittlere Abbildung. Das Narinkol-Massiv und die Kantengri-Gruppe von einem 3540 m hohen Berg an der Westseite des Ak-Köls aus. Gr: Granit. Km: Karbonkalktafel. H: Rotsandstein. 1: Bajumkol-Tal. 2: Merzbacher's Et-möschkö-Sai Tal. 3: Pik Nikolaj Mihailowitsch. 4: Aschusai-Paß (3825 m) mit der Reiseroute des Verfassers. 5: Kantengri. 6: Semjonow-Berg. 7: Der höchste Berg des Akköl-Baschi.

Untere Abbildung. Die Nordseite des Borkoldaj-Gebirges. Aussichtspunkt an der Mündung des Djaktasch (3160 m). Im Vordergrund das weite Taragaj-Tal. Die Ziffern bezeichnen Punkte der Theodolitmessungen. Kp: Schiefergrundgebirge. Gr: Granit. Cs: Glimmerschiefer. M: Grundmoräne. 1: Ischtik-Berg. 2: Borkoldaj-Berg. 3: Jekaterina-Berg. 1—5: Drei Platten der Kalktafel des Ost-Borkoldaj, stufenweise abgesunken. 4—5: Teschiktasch-Gebirgskamm. 6: Der höchste Giebel des Krkkorum-Gebirges. 7—10: Der höchste Gipfel des Nördl. Borkoldaj-Gebirges. Eine zerlegte hohe Scholle des Schiefergrundgebirges. 9: Kara-Su Berg, unterhalb der gleichnamige Gletscher. 11: Tschodschiünük-Berg. 12: Tschodschiünök-Gletscher. 15: Das Tal des Tschakirkurum-Passes. 14: Karamojnok-Graben. Am Rande der Taragaj-Hochebene unter den Ziffern 6 u. 7 ist der kleine schwarze Fleck des Kaktin-Köl zu sehen.

X—XI. Topografische und geologische Originalkarte des mittleren Teiles des Hohen-Tienschan. Nach seinen Routenaufnahmen, Zeichnungen, Fotografien, Theodolit- u. Siedethermometer-Messungen und das vorhandene Quellenmaterial berücksichtigend entworfen und bearbeitet vom Verfasser. Mit Veranschaulichung der Reiseroute, der unteren Grenzen der Burkhan-Vereisung (M: Moränen, gezackte Linie: Gletscher). Sonstige Angaben s. die Erklärung zu Taf. I.

TARTALOMJEGYZÉK — INHALT.

	Lap
A Magas-Tiensán földtani építménye és arculata. (A német szöveg összefoglaló részeinek kivonata.)	3
Der Hohe-Tienschan.	
1. Der Kuldshaer Nanschan	75
2. Das Tekes-Becken	91
3. Einige Angaben über das Zwischenland des Issik-Kul und des Kara-Beckens	112
4. Die Berge zwischen Musart und Agias	122
5. Sieben Profile zwischen dem Kantengri- und dem Tekes-Becken	129
6. Die Gegend des Saridschas und Kölü	147
7. Der große Quergraben des Saridschas	160
8. Die Südseite des Kölü-Tau und des Dschanart-Akschirjak	173
9. Zwischen dem Terksej-Ala-Tau, dem Ton und dem Sukutschak	196
10. Das Djamanitschke-Gebirge	213
11. Das Borkoldaj-Gebirge	222
12. Das Kubergenti-Gebirge	245
13. Das Kleine Narin Srt und das Djitim-Gebirge	251
14. Das Nura-Tau	265
15. Das Alamischi-Tau	274
16. Das Üjürmen-Tau	287
17. Die Grabensenke des Kokschal	296
18. Koktan-Tau	316
Literaturnachweis	345
Erläuterungen zu den Tafeln I—XI.	347

