

unterschied ergibt, daß keine Rede davon sein kann, die Denudationsflächen hätten sich ähnlich wie am Souka-Paß unter allmählicher Erhebung nach Norden bis zu der Höhe dieser Gipfel erstreckt. Wahrscheinlicher ist, daß der Unterschied durch spätere Bewegungen entstanden sei. Soweit ich die Flächen dieses Gebiets gesehen habe, konnte ich nirgends ein allmähliches Ansteigen nach Norden deutlich erkennen. Man beobachtet sie vielmehr in getrennten Stücken, die fast wagerecht verlaufen. Demnach gewinnt es den Anschein, als lägen sie dort als ein nach N.O. verlaufender Streifen, eingesenkt zwischen steil aufragenden Rändern. Besonders deutlich tritt dies hervor auf der südlichen Seite des Kulu-Tals, am Südrande des Arpa-tökyr-Plateaus, das, völlig eben und 3800 m hoch gelegen, im Süden zuerst von 4300 m hohen, dann im Kulu-Tau von fast 6000 m hohen Gipfeln überragt wird. Auch weiter im Osten bemerkt man ähnliche Verhältnisse: der schmale Streifen der Denudationsflächen auf der rechten Seite des Sary-dschass-Flusses liegt in der Gegend des Mün-tör-Passes 3800 m, am Kapkak-Paß 3900 m und auf der rechten Seite des Kara-kol-Tals 3800 bis 3900 m hoch. Gegen Norden hin würde die Fortsetzung der Flächen höher liegen als alle Gipfel des Gebirges, vielleicht mit Ausnahme einiger Erhebungen auf der rechten Seite des Kok-dschar-Tals und im obersten Kapkak-Tal, die das Niveau der Flächen ein wenig überragen mögen; nach Süden würde dagegen die Fortsetzung der Flächen auf die Gehänge der hohen inneren Ketten<sup>1)</sup> treffen. Dies wäre ein in seinen Hauptzügen ähnliches Bild wie am Arpa-tökyr-Plateau.

Aus den Vergleichen der bisher ermittelten Höhen ergibt sich nun ganz deutlich, daß die Denudationsflächen, vom Souka-Paß im Westen bis zum Aschu-tör-Paß im Osten, im Durchschnitt 3900 m hoch liegen. Gegenüber der Beständigkeit des Niveaus der Flächen treten einige Verschiedenheiten in ihrem sonstigen Verhalten hervor. Am Souka-Paß sieht man deutlich, daß sich die Flächen von den Gipfeln des Kammes allmählich nach Süden senken, was besonders gut an den ausgedehnten Firnfeldern südwestlich vom Passe sichtbar wird; in der Umgebung des Kulu-Tals, am Törpu-Paß, aber namentlich am Arpa-tökyr-Plateau und auf der rechten Seite des Sary-dschass- und des Kara-kol-Tals liegen die Flächen dagegen mehr oder weniger wagerecht, wie eingesenkt zwischen höher aufragenden Rändern. Im oberen Teile des Sary-dschass-Tals kann man wahrnehmen, daß einzelne, dicht benachbarte Stücke des südlichen Randes der Denudationsflächen, soweit er erhalten ist, in verschiedener Höhe liegen, wenn der Höhenunterschied auch nur gering ist: Die Hochfläche am Kaschka-tur-Paß liegt auf unterkarbonischem Kalk ein wenig tiefer, als das Stück der Hochfläche auf dem Phyllitzug östlich davon, und der Unterschied beginnt ganz deutlich an den Stellen, wo die großen Querverschiebungen, die den Phyllitzug zerschnitten haben, verlaufen (siehe S. 96, 107, 155 f. und 159).

Es dürfte deshalb die Annahme berechtigt sein, daß diese Querverschiebungen später als die Flächen entstanden sind.

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., Abbildung 42 auf Tafel 26. Diese Abbildung gibt eine gute Vorstellung hiervon; man sieht im Vordergrund zur Rechten ein Stück aus dem südlichen Rande der Denudationsflächen. Es ist fast eben und wagerecht. Im Hintergrunde sind die Teile der inneren Ketten, die zwischen dem Khan-Tengri und dem Tüss-aschu-Paß liegen, sichtbar. Die Fortsetzung der Denudationsfläche im Vordergrund nach Süden trafe die nördlichen Abhänge der inneren Ketten noch unterhalb der Schneelinie.

Wenn dies aber richtig ist, so ist es sehr wahrscheinlich, daß die heute sichtbare Lage und Verbreitung der Denudationsflächen in einem hohen Grade von Dislokationen beeinflußt worden ist, und dadurch ließe sich erklären, weshalb diese merkwürdigen, ausgedehnten Flächen nur in gewissen Teilen des Gebirges vorkommen und zwar an manchen Stellen in einer niedrigeren Lage als die umgebenden Teile des Gebirges, die keine Spur der Flächen zeigen oder mehr erkennen lassen.

Alles dies führt zur Frage nach dem Alter, der Lage und der Bedeutung der Dislokationen, die hier in Betracht kommen könnten. Um eine solche Frage zu beantworten, müssen wir uns nochmals zum nördlichen Rand der Denudationsflächen wenden.

Auf der linken Seite des Kok-dschar-Tals können wir deutlich wahrnehmen, daß die Hochflächen in dem Sedimentstreifen zwischen den beiden Granitzügen den steil gestellten unterkarbonischen Kalk ebenso abschneiden wie den Phyllit der Schieferzone des Bayum-kol-Tals auf der rechten Seite des Sary-dschass. Auch westlich vom Kaschkatur-Paß und am Kapkak-Paß läßt sich ähnliches beobachten. Die Denudationsflächen, die dort auf unterkarbonischem Kalk liegen, breiten sich nach Osten auf der rechten Seite des Kara-köl-Tals auch über den Granit aus, der diesen Kalk im Kontakt verändert hat. Hieraus ergibt sich, daß die Abtragung des Gebirges, die schließlich bis zur Bildung von Denudationsflächen vorgeschritten ist, erst begonnen hat, nachdem die intrakarbonischen und sehr wahrscheinlich auch die postkarbonischen Bewegungen vor sich gegangen waren, durch welche die steile Stellung des unterkarbonischen Kalks verursacht worden ist.

Wir haben bei Betrachtung der orographischen Verhältnisse des nördlichen zentralen Tian-Schan gesehen (S. 92), daß das Gebirge östlich vom Aschu-tör-Paß, wo die Wasserscheide von den östlichen Ausläufern des Terskei-Ala-Tau, nämlich vom Gebiet des südlichen äußern Granitzugs, also auch von dessen Denudationsflächen auf die hohe zentrale Kette übergeht, anders beschaffen ist, als westlich davon. Die genauere Betrachtung ergibt nun einen Unterschied insoferne, als die Quertäler im Westen auf der Nordseite nur bis an den Kamm des Terskei-Ala-Tau reichen und auf der südlichen Seite im allgemeinen nur wenig entwickelt sind, daß sie sich dagegen östlich vom Aschu-tör-Paß bis in die Nähe der zentralen Kette erstrecken und dort, dicht nebeneinander liegend, das Gebirge tief zerschnitten haben (S. 95 f.). Wir haben ferner (S. 103, 171, 173) gesehen, wie groß der Unterschied in morphologischer Beziehung zwischen den nördlichen Abhängen des Terskei-Ala-Tau und dem Gebiet der Denudationsflächen ist: daß nämlich die nördlichen Abhänge Formen zeigen, die an unsere Zentralalpen erinnern,<sup>1)</sup> und daß die Denudationsflächen in dem Gebiet der Wasserscheide mitten im Hochgebirge einen überaus lebhaften Gegensatz dazu bilden. Dieselben scharfen Formen wie an den nördlichen Abhängen des Terskei-Ala-Tau finden wir nun auch östlich vom Aschu-tör-Paß in der geraden Fortsetzung der Denudationsflächen der Wasserscheide nach O.N.O., und die Veränderung geht plötzlich vor sich, gerade an der Stelle, wo das Aschu-tör-Tal bis nahe an die zentrale Kette nach Süden reicht. So sehen wir also auch von Westen nach Osten, in Gebieten von derselben Zusammensetzung und demselben Bau, ganz denselben

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 64.

Gegensatz der morphologischen Verhältnisse wie auf irgend einer meridionalen Linie des Terskei-Ala-Tau. Der Übergang ist allerdings nicht ganz so deutlich sichtbar wie am Kamme dieses Gebirgszuges, weil die Denudationsflächen schon westlich vom Aschu-tör-Paß allmählich verschwinden oder an Deutlichkeit verlieren und zuletzt nur noch in einem schmalen Streifen auf der rechten Seite des oberen Sary-dschass- und des Kara-kol-Tals erhalten geblieben sind. Östlich vom Aschu-tör-Paß verschwindet auch dieser Streifen, und erst in der Nähe des Bayum-kol-Tals sieht man wieder Reste der Flächen. Diese Verhältnisse sind so auffällig, daß sie fast allein schon genügen, um zu zeigen, daß die Denudationsflächen älter sind als die Quertäler, und daß sie von diesen zerschnitten und zum Teil vernichtet worden sind. Eine Bestätigung dessen finden wir in dem Vorkommen der eben erwähnten Reste der Denudationsflächen, die in der Nähe des Bayum-kol-Tals und weiter östlich nur in kleinen Stücken noch erhalten sind, aber sonst ganz die Beschaffenheit der Flächen des Sary-dschass-Tals haben. Ein besonders deutliches Beispiel bietet das Quellgebiet der Mukur-Mutu-Flüsse.<sup>1)</sup> Es kann demnach nicht mehr zweifelhaft sein, daß sich die Denudationsflächen über das ganze, heute noch sichtbare Gebiet des südlichen äußeren Granitzugs ausdehnen, daß sie aber nach Osten mehr und mehr bis auf wenige, voneinander entfernte Stücke vernichtet worden sind. Erst die später eingetretene Bildung der großen Quertäler hat diese Erscheinung verursacht, und es liegt daher nahe anzunehmen, daß die Entstehung dieser Quertäler, das heißt die hierzu erforderliche Veränderung der Gefällsverhältnisse durch Bodenbewegungen von bedeutendem Ausmaß verursacht worden ist.

Es ist nunmehr unsere Aufgabe nachzuweisen, daß solche Bodenbewegungen stattgefunden haben, daß sie jünger sind als die Denudationsflächen und daß die Lage der großen Quertäler einen gewissen Zusammenhang mit der Lage der Dislokationen, welche durch diese Bewegungen hervorgerufen worden sind, zeigt. Der erste Teil der Aufgabe erledigt sich leicht. Es genügt noch einmal, wie S. 177, darauf hinzuweisen, daß die Verschiebungen und Längsbrüche am Kaschka-tur-Paß, um nur ein sicheres Beispiel anzuführen, die Denudationsflächen im Gebiet des Phyllitzugs zerschnitten haben, und daß der steile Abfall des unterkarbonischen Kalks auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals, woran die Denudationsflächen nach Süden endigen (S. 160), höchst wahrscheinlich durch einen Längsbruch gebildet worden ist.

Die verschiedenen Teile der äußeren Gebirgszüge zeigen, soweit sie bekannt geworden sind, in der Richtung des Streichens im ganzen den gleichen Bau und gleiche Zusammensetzung; sie endigen im Osten an den südlichen Rändern des Karkará- und des Tekes-Beckens, indem sie daran nacheinander spitzwinklig abschneiden (S. 98 und 101). Also nähern sie sich, aus dem Innern des Gebirges nach O.N.O. streichend, gegen Osten allmählich dessen Rande, der schräg zu dieser Richtung verläuft. Dies ist namentlich für das Gebiet des südlichen äußeren Granitzugs deutlich, somit auch für seine Denudationsflächen, die dorten bis auf wenige Reste verschwinden, wo sie in den Bereich der Abdachung geraten. Die Richtung dieser Abdachung ist also unabhängig vom Streichen der alten Sedimente und von der Längsrichtung der graniti-

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 6.

schen Massive (siehe auch S. 96). Es bliebe nun noch zu prüfen, ob sie im Zusammenhang mit Dislokationen steht, die jünger als die Denudationsflächen sind.

Muschketow<sup>1)</sup> hat zu zeigen versucht, daß im Transilensischen Ala-Tau und im Kungei-Ala-Tau sehr wahrscheinlich große Längsbrüche vorhanden seien; und er hat auch die Erdbeben, die wiederholt den nördlichen Fuß des Transilensischen Ala-Tau betroffen haben, darunter das starke Erdbeben von Wernoje am 28. Mai 1887, in Zusammenhang mit den großen Brüchen gebracht, die den Fuß des Gebirges begleiten. Davis<sup>2)</sup> meint, daß das östliche Ende des Alexander-Gebirges sowie die Gebirgszüge um das westliche Ende des Issyk-kul, die noch Teile der großen peneplain tragen, als durch Verwerfungen begrenzte Massen anzusehen seien.

Wir erinnern uns hier an die bei der Besprechung des nördlichen Granitzugs schon (S. 100 f.) erwähnte Tatsache, daß der Kamm des östlichen Teils des Terskei-Ala-Tau auf seiner Erstreckung östlich vom Souka-Paß unter einem deutlichen Winkel plötzlich aus der W.O.-Richtung nach O.N.O. abschwengt und daß seine Richtung von dort bis in die Gegend des Kok-dschar-Tals, wo er allmählich verschwindet, mit dem Streichen der Sedimente übereinstimmt. In dieser Richtung streichen aber auch die Sedimente im Souka-Tal, während die Achse der granitischen Vorberge des Terskei-Ala-Tau nach W.S.W. gerichtet ist. So kommen wir zu dem nahe liegenden Schluß, daß diese Streichrichtung auch weiter im Westen vorhanden ist, und daß der nördliche Abhang des Terskei-Ala-Tau nicht die Abdachung eines selbständigen Gebirgsbogens, sondern der nördliche Abfall einer aus dem Rumpfe des alten, abgetragenen Gebirges herausgeschnittenen Masse ist, und damit dehnen wir die Ansicht, die Davis aus den auffallenden Formen der Gebirgszüge am Westende des Issyk-kul gewonnen hat, auch auf den größten Teil des Terskei-Ala-Tau aus: daß nämlich große Brüche vorhanden sind, so daß der nördliche Abhang dieses Gebirgszugs in seinem südlich vom Issyk-kul von W. nach O. gerichteten Laufe auch die Richtung dieser Brüche anzeigt.

Diese Verhältnisse verraten eine überraschende Ähnlichkeit mit den Verhältnissen am südlichen Rande der Tekes-Ebene. Da ich diese auf einer längeren Strecke aus eigener Anschauung kenne, wogegen über die tektonischen Verhältnisse des mittleren Teils des Terskei-Ala-Tau nur sehr wenig bekannt ist, so wollen wir zuerst den südlichen Rand der Tekes-Ebene kurz betrachten.

Den südlichen Rand der Tekes-Ebene begleitet vom oberen Laufe des Tekes im Westen bis über die chinesische Grenze nach Osten hinaus ein breiter Saum der roten, sehr wenig dislozierten jungen Bildungen. Diese setzen am Fuße des Gebirges niedrige Hügel zusammen, die zum großen Teil nur mit spärlicher Vegetation bedeckt sind, schon aus großer Entfernung durch ihre rötliche Färbung auffallen und dadurch in einem lebhaften Gegensatz zu den dunklen, mit Wald und Alpenmatten bedeckten Gehängen des Gebirges stehen. Hauptsächlich bestehen sie aus stark eisenschüssigen Lehmen, von lößartiger Beschaffenheit oder locker und bröckelig zerfallend, und darin sind Gerölle von Quarz, von Granit und Kalk enthalten, welche zu undeutlichen Bänken angeordnet sind. An den meisten Stellen fallen die Bänke flach nach Norden ein und bedecken in diskor-

<sup>1)</sup> Muschketow, Mém. Com. Geol., St. Petersburg, X, Nr. 1, 1890, S. 132.

<sup>2)</sup> l. c., S. 74 f.

danter Lagerung den präkarbonischen Granit und die alten Sedimente, die hier hauptsächlich aus unterkarbonischen Kalk bestehen (siehe die Profile Fig. XX und XXI). Die roten Lehme verhüllen den Fuß des Gebirges an manchen Stellen, wie z. B. an der Mündung des Kapkak-Tals; sie reichen aber nur bis zu geringer Höhe und werden in den höheren Tälern nicht mehr sichtbar. An manchen Stellen werden sie von alter Moräne bedeckt und senken sich nach Norden allmählich unter die mächtigen Aufschüttungen hinab, welche die Tekes-Ebene auffüllen. Mitten in diesen Bildungen findet man,

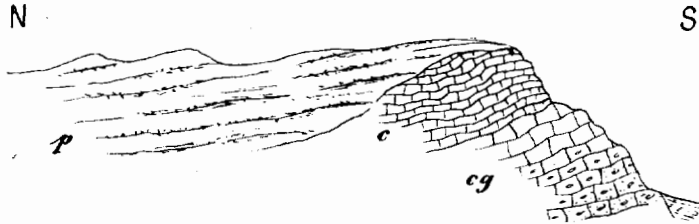


Fig. XX. Profil durch den Bergrücken Kasalusch zwischen Staniza Narynkol und der Mündung des Bayum-kol-Tals. (Länge 150 m.)

cg dunkelgrauer, unterkarbonischer Kalk, in den unteren Bänken Gerölle von rotem Granit, c dünnplattiger Kalk, p pleistozäne Konglomerate, Sande und Lößlehm.

namentlich zwischen der Mündung des Kapkak-Tals im Westen und der Kosakenansiedlung Narynkol (Ochotnitschi) im Osten, getrennte Schollen des unterkarbonischen Kalks. An der Basis einer dieser Schollen zeigt sich die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks auf Granit.

Westlich von der Mündung des Bayum-kol-Tals schließen sich diese Schollen zusammen und setzen einen schmalen, von den jungen Bildungen umgebenen Streifen zusammen, der vom Kapkak-Fluß in einem engen Einschnitt durchbrochen wird. Noch weiter im Westen sieht man in der Nähe der Poststation Ütsch-kapkak in der Fortsetzung der Schollen nach Westen einen zusammenhängenden Zug von unterkarbonischem Kalk, der flach nach Süden einfällt und nach Norden in einer 300—400 m hohen mauerartigen Wand steil abfällt. Am Fuße dieser Wand wird Quarzporphyr in großen Massen sichtbar. Nördlich davon dehnt sich die flache, fast ebene Steppe aus.

Bei genauerer Untersuchung zeigt es sich, daß in diesen Schollen Streichen und Fallen des unterkarbonischen Kalks sehr veränderlich ist. Bei der Station Ütsch-kapkak fallen die Kalke, wie wir eben gesehen haben, flach nach Süden ein; westlich von der Mündung des Bayum-kol-Tals bilden sie mit den jungen Bildungen einen 200—250 m hohen Rücken und stehen hier steil oder fallen ein wenig nach Süden ein bei einem Streichen



Fig. XXI. Profil durch die linke Seite des Kapkak-Tales bei der Mündung des Tales. (Länge 400 m.)

c dunkelgrauer, unterkarbonischer Kalk, p pleistozäne rote und gelbliche, lockere Konglomerate und grusige Sande mit Kalk und Porphyrgeröllen, f fluvioglaziale Schotter, s Gehängeschutt.

nach W.N.W. Der hellgraue unterkarbonische Kalk ist dort außerordentlich stark zertrümmert und wird von zahlreichen Kalkspatschnüren durchzogen. Etwas weiter im Osten sieht man das frühere, vom Bayum-kol-Fluß verlassene Durchbruchstal.<sup>1)</sup> Auf dessen östlicher Seite liegen die Kalkbänke wieder flach, fallen nach Norden ein und streichen zunächst noch nach W.N.W.; aber noch weiter östlich gehen sie an der Stelle, die in dem Profil Fig. XX dargestellt ist, in die östliche Richtung über. Zwischen dem Streifen der Schollen, der ungefähr von Westen nach Osten verläuft, und dem geschlossenen Rande des Gebirges liegt ein 3—4 km breiter Gürtel ebener Steppe, dann folgt ein schmaler Saum von alter Moräne und darauf erreicht man den unterkarbonischen Kalk und den alten Granit des Gebirgsrandes. Zwischen dem Bayum-kol-Tal und dem kurzen Quertal Naryn-kol besteht der Rand des Gebirges zum größten Teil aus Kalk, und erst weiter südlich gegen das Innere des Gebirges treffen wir die großen granitischen Massen des südlichen Granitzugs, die das Profil Fig. III zeigt. Es hat dies seinen Grund darin, daß zwischen den beiden eben erwähnten Tälern der Gebirgsrand noch zum Gebiet des Sedimentstreifens gehört, der die beiden großen Granitzüge trennt. Am Ausgang des Bayum-kol-Tals fällt der unterkarbonische Kalk nach Norden ein und streicht nach N.O.; dann sieht man unmittelbar südlich davon noch einmal Granit; und die Lagerungsverhältnisse sind dort so beschaffen, daß man sie, die transgressive Lagerung des Kalks vorausgesetzt, nur durch das Vorhandensein von Brüchen, die in der Richtung des Gebirgsrandes verlaufen, erklären kann. Solche Brüche sind aber weiter östlich, im Innern und am Rande des Gebirges, wie wir wissen, in großer Deutlichkeit sichtbar.

Östlich von der Mündung des Bayum-kol-Tals besteht der Rand längs einer ungefähr 8 km langen Strecke aus unterkarbonischem Kalk, der 40—50° nach N.O. streicht und ein veränderliches Fallen zeigt, weil er schwach gefaltet worden ist. Ungefähr 4 km südwestlich von Staniza Narynkol tritt wieder Granit auf. An dieser Stelle kommt von Süden her ein kleines Quertal aus dem Gebirge, das die Kirgisen Ak-tasch nennen. Auf seiner linken (westlichen) Seite kann man die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks auf dem Granit ungefähr 3—4 km weit nach Süden in das Innere des Gebirges verfolgen. An diesem Rande gehen die Kalkbänke zur Tiefe (siehe die Skizze Fig. XXII), stehen erst steil, legen sich dann nach außen ein wenig flacher und versinken nach Norden unter dem Saum der alten Moränen. Gegen das Innere des Gebirges steigen sie nach Süden allmählich an und fallen nach N.W. ein. Zunächst ist hier hervorzuheben, daß der Kalk und der darunter liegende Granit nach Osten steil abbrechen. Der Kalk ist wenig disloziert worden und bildet sehr wahrscheinlich den östlichen Flügel einer nach N.O. streichenden Mulde. Die größere Höhe, in welcher der Granit auf der rechten Seite des Quertals liegt, zeigt nun sehr deutlich, daß der steile Abbruch auf der linken Seite durch einen ungefähr von Süden nach Norden verlaufenden großen Bruch verursacht worden ist. Dafür sprechen auch die Harnische, die man im Granit beobachtet.

Die transgressive Lagerung des Kalks ist nur eine kurze Strecke weit zu verfolgen, nämlich nur an der Stelle, wo der Granit fast die Höhe des Talbodens erreicht und die Kalkbänke zur Tiefe biegen. Unmittelbar über der Talsohle ist die Berührungsfläche durch Gehängeschutt verdeckt. Aber ungefähr 20—30 m darüber findet man im Kalk vereinzelte

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 8.

Bänke von brecciöser Beschaffenheit, die Bruchstücke von Quarz und Feldspat enthalten und dadurch zeigen, daß in der Tat transgressive Lagerung vorhanden ist. Weiter talaufwärts kann man den Granit nur mehr bis in die Nähe der Auflagerungsfläche verfolgen; die unmittelbare Grenze zwischen Granit und Kalk ist dort entweder unerreichbar oder durch Gehängeschutt verhüllt. Der Granit ist bis zu einer Tiefe von 20—30 m unter der Auflagerungsfläche stark verwittert, so daß er bei der Berührung mit dem Hammer zu feinem Grus zerfällt. Weiter talaufwärts, wo die Entfernung von der Auflagerungsfläche immer größer wird, ist das Gestein zwar auch zersetzt, jedoch nicht ganz so mürbe. Der transgressiv liegende Kalk ist hauptsächlich Crinoideenkalk in 0,5—2 m dicken Bänken und in einigen Lagen ein wenig dolomitisch; seine sichtbare Mächtigkeit mag hier 80—100 m betragen. Es ist jedoch sicher, daß sie im allgemeinen weit größer ist. An einigen Stellen ist der Kalk so zertrümmert, daß er unter dem Hammer in kleine eckige Stücke zerfällt.



Fig. XXII. Unterkarbonischer Kalk in transgressiver Lagerung auf Granit im Quertal Ak-tasch südöstlich von Narynkol, Blick nach S.W.

g Granit, c unterkarbonischer Kalk, m alte Moräne.

Wenn man sich nun, im Ak-tasch-Tal aufwärts steigend, nach Süden begibt, so findet man die folgenden Verhältnisse: Am Eingang des Tals und 3—4 km talaufwärts zeigt sich auf der linken Seite die Überlagerung des zersetzten Granits durch den unterkarbonischen Kalk, wie sie in der Skizze Fig. XXII dargestellt ist. Hat man den Hintergrund des kurzen Tals erreicht, so befindet man sich auf der Höhe der ersten Kette, ungefähr 800—900 m über dem Niveau des Bayum-kol-Flusses. Auf der südlichen Seite zieht ein Tal nach S.W. hinab; auf dem Kamme zwischen dem Ak-tasch-Tal und diesem Tal wird noch Granit und Kalk sichtbar, darunter die klippenartige Masse des Kalks, die auf der linken Seite der Skizze Fig. XXIII dargestellt ist. Wenig südlich davon steht aber nur Kalk an, und der Granit ist nicht mehr sichtbar. Verfolgt man die Lagerungsverhältnisse genauer, so zeigt es sich, daß der oberste Teil des nach S.W. verlaufenden Tals in den unterkarbonischen Kalk eingeschnitten ist, daß die Bänke dieses Kalks an manchen Stellen noch deutlich das nordöstliche Streichen bewahren, und an den meisten Stellen, wo sie aus den üppigen Matten hervortreten, bemerkt man, daß sie stark disloziert und daher sehr zerrüttet worden sind. Zum großen Teil liegen sie tiefer als die eben erwähnte klippenartige Masse, aber auch tiefer als der Granit, der auf der Höhe nördlich davon in großer Ausdehnung ansteht. Die Grenze zwischen dem Granit (siehe die Skizze Fig. XXIII) ist nun so scharf und verläuft auch in gerader, mit dem allgemeinen Streichen nicht übereinstimmender Linie von Westen nach Osten, daß kein Zweifel darüber bleibt, es handle sich hier in Wirklichkeit um eine Verschiebung des Kalks gegen den Granit. Es ist eine Bruchlinie vorhanden, die ungefähr von Westen nach Osten, also in

der Richtung des Gebirgsrandes verläuft und 2—3 km weit sichtbar bleibt. Wahrscheinlich reicht sie aber noch viel weiter und besitzt die Bedeutung einer Verwerfung von großem Ausmaß. Spuren davon sind auch noch weiter östlich auf der linken Seite des Naryn-kol-Tals sichtbar; allein es würde zu weit führen alle diese Verhältnisse hier eingehender zu beschreiben. Fassen wir sie also kurz zusammen, so kommen wir zu folgendem Ergebnis: Zwischen der Mündung des Bayum-kol-Tals im Westen und der des Naryn-kol-Tals im Osten besteht der Rand des Gebirges aus einer Kette, die sich 900 bis 1000 m über das Niveau des Bayum-kol-Flusses erhebt. Diese Kette, die auf ihrer nördlichen Seite gegen die ebene Steppe des Tekes-Beckens absinkt, hat ungefähr eine Länge von 9 bis 10 km und besteht aus unterkarbonischem Kalk und Granit. Der Kalk ist hauptsächlich im Westen sichtbar und bildet den Rand bis in die Nähe von Naryn-kol; er erscheint in Mulden und Sätteln, die nach N.O. streichen und am Rande des Tekes-Beckens scharf abschneiden. Wo der Granit zum ersten Male in größerer Ausdehnung sichtbar wird, im Ak-tasch-Tal, zeigt sich ein von Süden nach Norden gerichteter Bruch und im Inneren des Gebirges eine große Bruchlinie, die in der Richtung des Gebirgsrandes von Osten nach Westen verläuft. Östlich vom Ak-tasch-Tal steht in der Umgebung des Naryn-kol-Tals viel Granit an, der auch noch weiter östlich hauptsächlich den Rand des Gebirges bildet.

Als ein weiteres Beispiel für die tektonischen Verhältnisse und die Zusammensetzung des Gebirgsrandes kommt weiter im Osten die Umgebung der Mukur-Mutu-Täler in Betracht:



Fig. XXIII. Unterkarbonischer Kalk durch Bruch von Granit getrennt, zwischen unterem Bayum-kol-Tal und Naryn-kol-Tal, ungefähr 7 km von dem südlichen Rande der Tekes-Ebene entfernt. (Blick nach N.N.O.)

c Unterkarbonischer Kalk, b Bruch, g Granit.

Die Mukur-Mutu-Täler (siehe S. 95, 101, 106, 109) sind drei kurze Quertäler zwischen dem Kleinen und dem Großen Musart-Tal, die, dicht nebeneinander liegend, von Süden nach Norden verlaufen.<sup>1)</sup> Das mittlere etwa 5 km lange Tal mündet ungefähr 25 km östlich von Naryn-kol in die Tekes-Ebene. An seiner Mündung steht Gneis und Sericitschiefer, in seinem unteren Teile grünlicher Phyllit und im oberen Teile Granit an. Den Hintergrund des Tals bildet ein in unterkarbonischem Kalk eingetieftes Kar. Nur der untere Teil des Tals ist tief eingeschnitten, der obere Teil verflacht sich ganz allmählich und bildet zuletzt eine undeutliche Mulde. Der Granit ist sehr stark abgetragen worden und setzt zwischen den drei Tälern breite, kaum gewölbte Rücken zusammen, deren seichte

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 5 f.



Vertiefungen durch alte Moräne ausgefüllt worden sind. Zwischen dem Kar im Hintergrunde des mittleren Tals und der Mulde an dessen Ende liegt eine niedere Bodenschwelle, die sich mit auffallender Deutlichkeit weit nach Osten und Westen erstreckt. Diese Schwelle, die zumeist mit alter Moräne bedeckt ist, bezeichnet eine in geologischer Beziehung sehr deutliche Grenze. Es zeigen sich nämlich südlich davon weithin von Osten nach Westen verlaufende Schollen des unterkarbonischen Kalks, nördlich davon nur Granit. Die Schollen fallen flach nach Süden ein und brechen steil nach Norden ab. In dem steilen Abfall der nördlichen Seite liegen im Mukur-Mutu-Gebiet einige Kare nebeneinander. Das Kar im Hintergrunde des mittleren Tals ist halbkreisförmig, hat einen Durchmesser von 100 bis 120 m Länge und sein Boden ist mit alter Moräne bedeckt. Auch ein Teil der Karwände ist durch Schutt verhüllt; an der westlichen Seitenwand jedoch ist das Gestein gut aufgeschlossen: hauptsächlich grauer Crinoideenkalk, der in der höheren Lage zahlreiche Schalenreste des *Productus giganteus* enthält. Die darunter liegenden Bänke bestehen aus hartem, dichtem Kalk, sind dünner als die Bänke des Crinoideenkalks und enthalten hauptsächlich verkieselte Korallen. Die flach nach Süden einfallenden Kalkbänke der Karwände werden von zahlreichen O.W. verlaufenden Klüften, welche senkrecht stehen, zerschnitten; sie brechen auch steil nach Süden ab.

Das wahre Streichen ist, soweit es unter diesen Verhältnissen und bei der flachen Lagerung der Kalkbänke sicher zu erkennen ist, im Allgemeinen wahrscheinlich nach N.O. gerichtet. Es ist aber sehr auffällig, daß die Kalkschollen, worin die Kare liegen, einen von Osten nach Westen und der oben erwähnten Bodenschwelle parallel verlaufenden Streifen bilden. Die genauere Untersuchung ergibt, daß der unterkarbonische Kalk nach Norden hin nicht auf dem nahe benachbarten Granit lagert, sondern, daß seine Bänke dagegen abstoßen, und daß in der Linie der Kalkschollen und der Bodenschwelle von Westen nach Osten, in derselben Richtung wie der Gebirgsrand zieht, große Verschiebungen verlaufen. Auch der steile Absturz der Kalkwände der südlichen Seite des Kars am Ende des mittleren Mukur-Mutu-Tals ist durch eine solche Verschiebung verursacht worden, und noch weiter südlich findet man die grabenartigen Versenkungen, die Merzbacher erwähnt,<sup>1)</sup> und welchen das Hochtal Maral-tö folgt.

An dieser Stelle ist wegen der Verschiebungen die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks auf Granit nicht unmittelbar sichtbar. Unter den Kalkgeröllen, die man in der alten Moräne und im Schotter der Bäche findet, kommen ebensolche von rötlicher Färbung vor, die dunkle Glimmerblättchen und Bruchstücke von Quarz und Feldspat enthalten und dieselbe Beschaffenheit zeigen, wie der Kalk über dem Granit des Sartdschol-Passes (S. 110 und 113 f.).<sup>2)</sup>

Die transgressive Lagerung ist daher auch hier vorhanden. Im Gebirge, das den Südrand des mittleren Tekes-Laufes bildet, sind also nahe an dessen Rande große von Westen

<sup>1)</sup> l. c., S. 6.

<sup>2)</sup> Hierzu möchte ich anfügen, daß ich in einem höheren Niveau, auf dem Plateau südlich vom Hintergrunde des mittleren und westlichen Tals diesen Kalk in einer mächtigen, nur mäßig steil gestellten, durch dünnplattige Schichtung ausgezeichneten Scholle, die nach Süden abbricht, anstehend gefunden habe. Etwas nördlich von dieser Stelle ist der Kalk in einer Senkung stark abgetragen und der Granit ragt in einzelnen schroffen Klippen daraus hervor.

G. Merzbacher.

nach Osten verlaufende Störungen sichtbar. Einige davon treten sehr deutlich hervor und können auf beträchtliche Entfernung verfolgt werden, so die Verschiebungen zwischen dem Bayum-kol- und dem Naryn-kol-Tal und in der Umrandung der Mukur-Mutu-Täler. Man kann annehmen, daß sie in den dazwischen liegenden, weniger oder gar nicht bekannten Teilen des Gebirges ebenfalls vorhanden sind; dort, wo sie durch alte Moräne oder durch Vegetation verdeckt werden, läßt sich ihr Vorhandensein durch verschiedene Anzeichen erraten, wie z. B. durch die Harnische im Granit, durch die in der Richtung der Störungen verlaufenden Klüfte und die große, an manchen Stellen sichtbare Zertrümmerung des Kalks. Die Größe und Häufigkeit dieser Störungen führt aber zu dem berechtigten Schluß, daß auch der eigentliche Rand des Gebirges, wo der nach N.O. streichende karbonische Kalk unter spitzem Winkel plötzlich endigt, durch große Brüche gebildet worden ist, und daß auch die zahlreichen Schollen, die im Norden vor dem Rande aus den sehr jungen Bildungen hervortreten, von der Masse des Gebirges abgetrennte Stücke sind. Schon die Tatsache, daß an der Basis einer dieser Schollen der alte Granit liegt, während am Gebirgsrand, dieser Scholle gegenüber nur der unterkarbonische Kalk sichtbar wird, spricht deutlich hierfür. Es ist jedoch fast unmöglich selbst bei genauerer Untersuchung wegen der mächtigen, verhüllenden Decke der weichen, jungen Bildungen, die Brüche selber zu erkennen. Aber alle die schon erwähnten Anzeichen, z. B. der steile, mauerartige Abbruch des Kalks bei der Station Utsch-Kapkak (S. 181), die große Zerrüttung des Kalks und seine veränderliche Lagerung an der Mündung des Bayum-kol-Tals (S. 182) zeigen, daß sie in Wirklichkeit vorhanden sind. Das Beispiel von der Mündung des Ak-tasch-Tals (S. 183) beweist, daß auch von Norden nach Süden verlaufende Brüche vorkommen. Andere Brüche liegen im Streichen, sind also wahre Längsbrüche, wieder andere sind mehr oder weniger steil dazu gerichtet und treten schräge zum Gebirgsrand aus der Masse des alten Rumpfes heraus; sie endigen an den bedeutenderen Brüchen, welche diesen Rand gebildet haben. Infolgedessen bleibt, obwohl an jenen Brüchen die verschiedenen Teile des Gebirges verschoben worden sind, dennoch der Rand des Gebirges auf einer 50 bis 60 km langen Strecke und auch noch weiter nach Osten über das Große Musart-Tal hinaus ziemlich gerade,<sup>1)</sup> und wo Unregelmäßigkeiten aufzutreten scheinen, ergeben sie sich meist durch das Vorhandensein der Schollen vor dem Rande.

Die Karte zu Merzbachers Bericht zeigt, obgleich sie nur eine vorläufige Darstellung ist, sehr deutlich, daß der gerade, von Osten nach Westen verlaufende Gebirgsrand auf der südlichen Seite der Tekes-Ebene am oberen Laufe des Tekes auf Erhebungen trifft, die nordöstliche Richtung haben und auf der Karte als Basch-oglu-tagh bezeichnet sind. Es sind dies Gebirgszüge, welche den zentralen Tian-Schan mit den Erhebungen des Temurlik-Tau verbinden. Die Poststraße nach Naryn-kol überschreitet sie östlich von Karkara. In der Nähe von Karkara bestehen sie aus altem Schiefer und unterkarbonischem Kalk, weiter östlich aus Dioritporphyr, hauptsächlich aber aus Quarzporphyr. Daß die Masse des Quarzporphyrs, die an der Zusammensetzung dieser Gebirgszüge beteiligt ist,

<sup>1)</sup> Diese auffällige Erscheinung, welche mich auf meinem Wege nach Osten zum Temurlik-Tau beschäftigte, die dort auch mit dem Auftreten von doleritischen und porphyritischen Gesteinen im Temurlik-Tau in Verbindung zu bringen ist, weist auf Brüche älterer und jüngerer Entstehung hin.

außerordentlich groß sein muß, geht schon aus der weiten Verbreitung der Porphyrgerölle in den jungen Bildungen des Tekes-Beckens hervor. Im Norden dieses Beckens bestehen die zum Teil mächtigen Gerölllager dieser Bildungen an den südlichen Gehängen des Dschitürdschal- und des Naryn-Tau fast ganz aus Porphyrgeröllen. Der Quarzporphyr ist jünger als der unterkarbonische Kalk, also jünger als die alten Sedimente und granitischen Gesteine des nördlichen zentralen Tian-Schan; seine Intrusion und Effusion fällt daher auch in eine Phase der gebirgsbildenden Bewegungen, die jünger ist als die Dislokationen, die der unterkarbonischen Transgression vorangegangen waren, vielleicht in die Phase der intrakarbonischen, wahrscheinlicher aber erst in die der postkarbonischen Bewegungen.

Die Spuren der Störungen, die den südlichen Rand der Tekes-Ebene begleiten, sind auch westlich vom Basch-oglu-tagh am südlichen Rande des Karkara-Beckens deutlich sichtbar. Man erkennt sie dort namentlich an der Lagerung der Schollen des unterkarbonischen Kalks, welche schon bei Besprechung der geologischen Verhältnisse des Sartdschol-Passes erwähnt wurde. Die Brüche, die dort den unterkarbonischen Kalk in Schollen zerschnitten haben, sind wegen der starken Verhüllung durch die roten pliozänen Mergel und mürben Sandsteine nicht sichtbar. Man sieht aber die nach Süden einfallenden Kalkbänke und die nach Norden gekehrten steilen Abfälle der Schollen. Auf der südlichen Seite des Sartdschol-Passes treten dagegen Brüche, die dem Streichen des unterkarbonischen Kalks folgen oder spitzwinklig dazu verlaufen, deutlich hervor.

Wenn nun auch ein Teil der Höhenunterschiede zwischen dem unterkarbonischen Kalk und dem darunter liegenden Granit durch ingressive Lagerung zu erklären ist, so können dagegen die Unterschiede in der Höhenlage der verschiedenen Kalkschollen nur durch Verschiebungen entstanden sein. Schon während des Abstiegs von der Höhe des Sartdschol-Passes zum Kokdschar-Tal (siehe Fig. VII S. 114) trifft man die Schollen in verschiedener Höhe. Ich erinnere hier an die Schichtung in der Nähe der Paßhöhe und an die zerstreut umherliegenden Blöcke des unterkarbonischen Kalks, dann an die Schollen, die weiter gegen das Kokdschar-Tal abwärts in so ausgezeichneter Weise die transgressive Lagerung zeigen. Die scharfe, noch tiefer am Gehänge sichtbare flexurartige Beugung des Kalks und des roten Sandsteins gegen die Tiefe des Kokdschar-Tals und die dichte Decke von Schutt und Vegetation verhindern es, die tektonischen Verhältnisse in der unteren Hälfte des Paßabstiegs genauer zu erkennen.

Weiter östlich nimmt der Kalk an Mächtigkeit zu, und der nördliche, liegende Schenkel der Flexur steigt in der Richtung des Streichens nach O.N.O. allmählich an. Der Verlauf der Flexur ist jedoch nicht beständig und ihre Beugung nicht gleichmäßig. Es treten verschiedene Komplikationen in ihrem Bau auf, zum Teil dadurch, daß die flexurartig gebogenen Sedimente an verschiedenen Stellen von Brüchen sowohl im Sinne des Streichens als auch quer dazu, durchschnitten und die verschiedenen Teile gegeneinander verschoben worden sind. Wie die tektonischen Verhältnisse aber auch im Einzelnen beschaffen sein mögen, so ist doch das Vorkommen von Brüchen auf der rechten Seite des Kokdschar-Tals unzweifelhaft. Ein Teil dieser Brüche mag im Granit verlaufen und daher nicht sichtbar sein, ein Teil hat aber auch die Sedimente betroffen und hauptsächlich die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse des unterkarbonischen Kalks und der darüber folgenden bunten jüngeren Bildungen geschaffen. Zu erwähnen ist noch, daß sehr große nach O.N.O. streichende Brüche wahrscheinlich auch nordöstlich von Karkara vorhanden sind. Das

Becken von Karkara verlängert sich nach Osten in eine mit Weidegründe bedeckte Hochfläche, die lang aber verhältnismäßig schmal ist und zwischen O.N.O. streichenden Gebirgszügen liegt. Die Abhänge dieser Gebirgszüge begrenzen die Hochfläche als lange, gerade Mauern (S. 108, 122 f. und 181) und ich nehme an, daß es sich hier um Grabenbrüche handelt.

In den östlichen Ausläufern des Kungeu-Ala-Tau, östlich und westlich vom Santasch-Paß und am nördlichen Rande des Terskei-Ala-Tau, südlich und nicht weit westlich von diesem Paß, trifft man auf Porphyry. Genau in der Fortsetzung dieses Randes in der Streichrichtung nach W.S.W. kommt man, wie mehrfach hervorgehoben, an den Mündungen des Dschütü-oguss- und des Souka-Tals in die Zone der roten Konglomerate des Issyk-kul. Die Gerölle dieses Konglomerats bestehen zum großen Teil aus Porphyry. Noch weiter westlich hat Friederichsen<sup>1)</sup> in der geraden Fortsetzung dieser Linie Quarzporphyry am Ausgang des Tosor-Tals gefunden.

Es ist bemerkenswert, daß eine große Masse von Quarzporphyry, fast überall wo Sedimente vorhanden sind in Verbindung mit unterkarbonischem Kalk, von den Bergzügen des Temurlik-Tau im N.O. bis zu der Mitte des südlichen Ufers des Issyk-kul reicht (siehe Bemerkung S. 186). Die östlichen Ausläufer des Kungeu-Ala-Tau in der Umgebung von Preobraschensk bestehen zum großen Teil daraus (S. 100) und wahrscheinlich ist dies auch dort der Fall, wo sich Kungeu-Ala-Tau und Terskei-Ala-Tau in der Nähe des Santasch-Passes fast berühren (S. 108 und 186). Das ist ungefähr die Stelle, wo die alten granitischen Gesteine zurücktreten und die Sedimente, hauptsächlich unterkarbonischer Kalk, in größerer Ausdehnung anstehen. Da der Quarzporphyry jünger ist als der unterkarbonische Kalk und dieser transgredierend auf den alten granitischen Gesteinen und den schon vor der Transgression dislozierten alten Sedimenten liegt, so ist er kein Glied des sehr alten Gebirges. So kommen wir zu dem Schlusse, die langgestreckten Gebirgszüge, die den nördlichen Teil der östlichen Ausläufer des Terskei-Ala-Tau genau in der Fortsetzung des Streichens mit den Gebirgszügen des Temurlik-Tau verbinden, als ein bis zu einem gewissen Grade selbständiges Stück des Gebirges anzusehen, das jünger ist als der größte Teil der äußeren Gebirgszüge des nördlichen zentralen Tian-Schan. Die Brüche, die den südlichen Rand der Tekes-Ebene begleiten, reichen bis in das Gebiet dieses jüngeren Gebirgsstücks. Wahrscheinlich gehören die Grabenbrüche nordöstlich von Karkara dazu; sie werden wieder am südlichen Rande des Beckens von Karkara sichtbar, wiederholen sich südlich davon im Kok-dschar-Tal und dürften auch weiter im Westen vorhanden sein. Es ist natürlich äußerst schwierig diese Brüche auch in den granitischen Gesteinen auf der südlichen Seite des Issyk-kul zu verfolgen; aber einige Anzeichen weisen doch darauf hin, daß sie dort vorhanden sind. Hiezu gehören die heißen Quellen am nördlichen Rande des Terskei-Ala-Tau, von denen ich nur die des Aksu-Tals bei Prschewalsk erwähne, die aber auch an anderen Stellen auftreten,<sup>2)</sup> dann die Erzgänge, die im Gebirge südlich von Prschewalsk vorkommen und auch die Formen, worauf sich Davis stützt. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß sich westlich vom Souka-Paß die Erscheinungen wiederholen, die wir am südlichen Rande der Tekes-Ebene kennen gelernt haben.

<sup>1)</sup> l. c., S. 53.

<sup>2)</sup> Friederichsen, l. c., S. 61 und 65. Merzbacher, l. c., S. 31.

Hält man sich die mehrfach festgestellten Tatsachen vor Augen, daß die den eigentlichen Gobi-Sedimenten im nördlichen zentralen Tian-Schan diskordant überlagernden jüngeren Bildungen nur schwache Dislokationen erfuhren, die in keinem Zusammenhang mit den oben erwähnten großen Bruchlinien stehen, daß dagegen die ihre Unterlage bildenden älteren grobklastischen Ablagerungen sehr stark disloziert wurden und daß beispielsweise im mittleren Kaündü-Tal die Gobi-Sedimente ebenfalls von den großen Brüchen getroffen wurden, sowie daß im Mittel- und Oberlaufe des größten Längstales, des Inyltschek-Tals, das wir als südliche Begrenzung für den nördlichen zentralen Tian-Schan angenommen haben, große Brüche den Lauf der Talachse begleiten, so ergibt sich die große Bedeutung, welche diese Brüche für die heutige Gestalt des Gebirges haben. Besonders der nördliche Gebirgsrand ist durch weitgedehnte Brüche, deren Verlauf teilweise ein ziemlich regelmäßiger ist, begrenzt worden. Auf der Südseite der Tekes-Ebene, am Süden des Karkara-Beckens und, soweit dies festzustellen bisher möglich war, auch auf der Südseite des Issyk-kul, schneiden die Brüche die O.N.O. streichenden Sedimente unter spitzem Winkel und die aus dem Innern des Gebirges hervortretenden Störungen endigen daran. An anderen Stellen, wie z. B. an einigen Orten zwischen dem Tekes- und Karkara-Becken, scheinen letztere vorzuherrschen und die langen und schmalen, hier gelegenen Gebirgszüge, welche die wahre Fortsetzung des Terskei-Ala-Tau nach O.N.O. sind, haben langgestreckte im Streichen verlaufende Störungen, welche die Merkmale der Grabenbrüche erkennen lassen.

Dieser Teil des nördlichen zentralen Tian-Schan ist aber noch sehr wenig erforscht worden, und der Verlauf der Brüche ist im Einzelnen noch fast unbekannt.

Wie dem nun aber auch sein mag, so genügen doch die bisher über die tektonischen Verhältnisse in den benachbarten Teilen des Gebirges gemachten Beobachtungen, um erkennen zu lassen, daß der Verlauf der nördlichen Abdachung des Gebirges auf der südlichen Seite der Tekes-Ebene und sehr wahrscheinlich auch auf der südlichen und südwestlichen Seite des Issyk-kul von dem Verlauf der Brüche abhängig ist. Damit haben wir auch die Erklärung für die Entstehung und die Lage der großen Quertäler und für das Verschwinden der Denudationsflächen in dem Bereiche dieser Täler.

Indem wir also die Beobachtungen über die Zusammensetzung und den Bau des nördlichen zentralen Tian-Schan in geeigneter Weise mit den Beobachtungen über die morphologischen Verhältnisse verbinden, kommen wir zu folgenden Schlüssen:

Der transgressiv liegende unterkarbonische Kalk ist disloziert worden, ehe die Denudationsflächen gebildet worden sind. Die Denudationsflächen, als ganz bestimmt begrenzte Teile einer großen Destruktionsfläche, sind älter als die großen Brüche, von denen sie an manchen Stellen durchschnitten werden. Die Brüche haben an den Rändern des Gebirges die für die Entstehung der großen Quertäler erforderlichen Gefällsverhältnisse geschaffen. Die Quertäler sind also zum großen Teil jünger als die Brüche.

Wir erkennen solcherweise wenigstens in den Umrissen die mannigfaltigen Vorgänge, durch die der Bau des nördlichen zentralen Tian-Schan so kompliziert geworden ist. Es sind, kurz wiederholt, die folgenden: das alte präkarbonische Gebirge, zusammengesetzt aus mächtigen granitischen Massiven, aus Phyllit, Tonschiefer, verändertem Kalk und Dolomit, ist abgetragen worden, zum Teil durch Abrasion. Es folgten die unterkarbonische Trans-

gression, dann die intra- und postkarbonischen Bewegungen. Die Spuren dieser beiden Phasen der gebirgsbildenden Bewegungen, die verbunden gewesen sind mit der Bildung mächtiger Massen von granitischen Gesteinen in den inneren Ketten und von Porphyry in den nördlichsten Teilen, können aber nicht sicher unterschieden werden. Das so entstandene Gebirge ist von Neuem während einer langen Zeit kontinentaler Verhältnisse ausschließlich durch Denudation bis zu einer ausgedehnten Destruktionsfläche abgetragen worden. Die Entstehung dieser Fläche fällt in die Zeit, in welcher in anderen Teilen des Gebirges die jüngeren Bildungen der mesozoischen Angara-Schichten abgelagert worden sind. Die so entstandene Destruktionsfläche ist während der tertiären Phase der gebirgsbildenden Bewegungen durch große Verschiebungen zerstückelt worden. Die heute noch sichtbaren Reste dieser Destruktionsfläche haben ihre hohe Lage durch diese Verschiebungen erhalten, wobei es aber unentschieden bleiben mag, ob dies durch Hebung der Masse des Gebirges oder durch Senkung seiner Umgebung geschehen ist.

Tangential gerichtete Bewegungen sind während der ersten Phase und sehr wahrscheinlich auch während der intra- und postkarbonischen Phasen erfolgt; der unterkarbonische Kalk der inneren Ketten ist sicher an einigen Stellen gefaltet worden, wobei es aber unentschieden bleiben muß, wie weit daran die Intrusion der granitischen Gesteine beteiligt gewesen ist. Die Bewegungen der tertiären Phase haben sich dagegen fast nur in radialer Richtung geäußert; sie haben das abgetragene Gebirge als eine starre Masse getroffen.

Aus diesem Grunde ist auch der Verlauf des nördlichen Randes des zentralen Tian-Schan in hohem Maße unabhängig von der Streichrichtung der Sedimente und der Längsrichtung der granitischen Massen. Der Terskei-Ala-Tau ist in seinem westlichen und mittleren Teil nur in orographischer Beziehung ein selbständiger Gebirgsbogen, in geologischer Beziehung besteht er aus verschiedenen Teilen, die nach Südwest weit in das Innere des Gebirges reichen; er zeigt fast überall die Merkmale des Horstes. Der Hypothese über das Vorhandensein eines großen selbständigen Bogens, den Muschketow<sup>1)</sup> für diesen Teil des Tian-Schan angenommen hat, kann also meines Erachtens, nicht beigegeben werden.

---

<sup>1)</sup> Muschketow, J. W. Turkestan, I. St. Petersburg 1886, russ., S. 32 f.

### Bemerkungen zur Karte.

Die geologische Übersichtskarte zu dieser Arbeit habe ich hauptsächlich zu dem Zweck entworfen, dem Leser die Erkennung und Verfolgung der in geologischer Beziehung verschiedenen Teile des nördlichen zentralen Tian-Schan zu erleichtern. Nur das Mittelstück des Gebietes ist indes dargestellt worden. Die westlichen Teile, wie den Kamm des Terskei-Ala-Tau zwischen dem Souka-Paß und dem Turgen-Aksu-Tal, die Umgebung des mittleren und oberen Kulu-Tals, ferner auch die östlichen Teile, wie die Fortsetzung der zentralen Kette gegen den Musart-Paß und die Umgebungen des Kleinen und des Großen Musart-Tals, habe ich nicht mehr eingetragen. Diese Gebiete sind einesteils in geologischer Beziehung noch nicht genügend erforscht, und andernteils habe ich sie selbst teils nur sehr flüchtig, teils gar nicht gesehen, sodaß ich es nicht wagte, das Kartenbild auf diese Gegenden auszudehnen. Auch ohnedem trägt auf dieser Karte leider noch vieles den Stempel des Kompromisses. Dies trifft in erster Linie für die Signaturen zu, die nur zu sehr die Unsicherheit ausdrücken, welche das bisherige Wissen über die stratigraphischen Verhältnisse der alten Sedimente kennzeichnet. Es wäre zur Erkennung dieser Verhältnisse und für die der Verbreitung der verschiedenen paläozoischen Bildungen vielleicht zweckmäßiger gewesen, die Zahl der dafür in Frage kommenden Signaturen einzuschränken. Ich habe es aber, wie die Verhältnisse einmal liegen, vorgezogen, dies nicht zu tun, dafür aber den Verlauf der verschiedenen Stücke des Gebirges und ihre Bedeutung durch besondere Signaturen recht deutlich zu machen versucht. Infolgedessen sind etwas verschiedenartige Sedimente durch die gleiche Signatur bezeichnet worden und dieselbe Bildungsreihe hat verschiedene Signaturen erhalten. Die Signatur für die Schiefer der äußeren Gebirgszüge umfaßt z. B. einen großen Teil der Bildungen, die wir bei der Besprechung der Phyllit- und Tonschiefergruppe unterschieden haben. Hier kam es mir, abgesehen davon, daß es bei der Unzulänglichkeit der vorhandenen Beobachtungen heute noch nicht möglich ist, die Verbreitung dieser verschiedenen Bildungen in den äußeren Gebirgszügen zu übersehen, namentlich darauf an, die Beteiligung der hauptsächlichsten Gruppen der Gesteine: nämlich der granitischen Gesteine, der Schiefer im Ganzen und des unterkarbonischen Kalks recht deutlich auszudrücken. Andererseits ist es, um den entgegengesetzten Fall anzuführen, nicht zweifelhaft, daß die Zone der Phyllite und Tonschiefer am nördlichen Fuße der zentralen Kette und die Zone der injizierten Schiefer nördlich davon zum großen Teil aus denselben Sedimenten bestehen. Hier drücken die verschiedenen Signaturen nur den verschiedenen aber bezeichnenden Grad der Veränderung aus.

Für das Gebirge südlich vom Inyltschek-Tal und die Kette des Khan-Tengri habe ich notgedrungen eine zusammenfassende Signatur wählen müssen, denn einmal fallen dort die Schichten nach Süden ein und überdecken sich deshalb, und dann kenne ich das Gebirge dort zu wenig und kann daher die Verbreitung der verschiedenen Bildungen nicht mit der auch für eine Übersichtskarte wünschenswerten Genauigkeit angeben. Über die Zusammensetzung dieses Gebirgstails läßt sich im Allgemeinen heute nur sagen, daß hauptsächlich die Gesteine der Schieferzone des Bayum-kol-Tals dort vorkommen. Unterkarbonischer Kalk ist, wie das Vorkommen von *Productus giganteus* sogar im oberen Teile des Inyltschek-Gletschers beweist, sicher auch dort vorhanden. Vielleicht besteht sogar der Gipfel des Khan-Tengri selbst, aus einem umgewandelten Kalk dieser Stufe; da aber in dem

stark verändertem Kalk erkennbare Fossilien nicht gefunden wurden, läßt sich ganz S hierüber nicht sagen.

Was die granitischen Gesteine anbetrifft, so habe ich vier Signaturen benutzt, für die präkarbonischen Granite der äußeren Gebirgszüge und zwei für die granitischen Gesteine der inneren Ketten. Hier ist zu bemerken, daß vielleicht die granitischen Gesteine des Sary-dschass-Tau dasselbe Alter haben wie die des Bayum-kol- und Semco-Massivs. Beweisen läßt sich das heute noch nicht, da das verbindende Stück an der Zunge des Muschetow-Gletschers noch zu wenig bekannt ist. Ich habe es daher gezogen, die Granite dieser beiden Gebiete durch verschiedene Signaturen zu bezeichnen. Wahrscheinlich sind auch alte Granite vorhanden, die denen der äußeren Gebirgszüge entsprechen. Auch ein Irrtum wäre zu berichtigen: das kleine Granitmassiv des mittlern Bayum-kol-Tals gehört, soweit sich dies durch die petrographische Untersuchung feststellen lassen, zum präkarbonischen Granit der äußeren Gebirgszüge und nicht zum Granit der inneren Ketten.

Als topographische Unterlage habe ich die Karten von Merzbacher und Friedrichsen benutzt, dabei aber die eigenen Aufnahmen verwertet. Für die Einzelheiten des Bayum-kol-Tals hat mir die Aufnahme, die Herr Ingenieur Hans Pfarzinger im Jahre 1902 ausgeführt hat, gute Dienste geleistet; das Ottuk-Tal und das Tuksu-Aksu-Tal, das ich selber nicht aufgenommen habe, habe ich aus Friederichsens Karten entnommen.



## II. Die Gesteine des Profils durch das Bayum-kol-Tal im nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan

von

*P. Steph. Richarz, S. V. D.*

Herr Dr. Merzbacher hatte die große Freundlichkeit mir einen Teil seines im zentralen Tian-Schan gesammelten Gesteinsmaterials zur Untersuchung zu überlassen, und zwar speziell die Gesteine aus dem oberen und mittleren Bayum-kol-Tal. Die Untersuchung führte ich aus im petrographischen Seminar der Universität in München unter Anleitung des Herrn Professors Dr. E. Weinschenk. Zunächst liegt mir nun die angenehme Pflicht ob, Herrn Dr. Merzbacher für die gütige Übergabe des ausgezeichneten Untersuchungsmaterials, sowie Herrn Professor Weinschenk für die freundliche, meiner Arbeit durch seine reiche Erfahrung auf petrographischem Gebiete gewährte Unterstützung, bestens zu danken.

Auch Herrn Dr. Keidel, dem Geologen der Merzbacher'schen Expedition, spreche ich hiermit meinen tiefgefühlten Dank aus. Er hat mir in uneigennützigster Weise sein ganzes Beobachtungsmaterial zur Verfügung gestellt und war so liebenswürdig, mir auf meine Anfragen jede nur erwünschte Auskunft bereitwillig zu erteilen.

---

Dr. Keidel zerlegt in seiner Arbeit (S. 90—192) unser Profil in fünf Teile:

1. Die Kette des Khan-Tengri,
2. Die zentrale Kette,
3. Das Granitmassiv im oberen Teile des Bayum-kol-Tales,
4. Die Schieferzone des Bayum-kol-Tales,
5. Das Granitmassiv in der nördlichen Hälfte des mittleren Talabschnittes.

Vom ersten Teile lagen keine Gesteine vor; den zweiten behandelt man am passendsten an letzter Stelle. Und somit beginnt die Beschreibung der Gesteine mit dem dritten Teile.

### A. Das Granitmassiv im oberen Bayum-kol-Tal.

Dieses große Granitmassiv nimmt fast den ganzen oberen Teil des Bayum-kol-Tales bis zur Gletscherzunge ein. Es besteht der Hauptsache nach aus einem Granit von gewöhnlich mittlerem Korn. Der Habitus ist der eines echten Granites, nähert sich aber stellenweise dem eines Quarzdiorites oder Tonalites. Feinkörnig wird er gewöhnlich in den Apophysen, welche ins Nebengestein eindringen, porphyrisch an beiden Rändern.

Letztere Verhältnisse beschreibt Dr. Keidel auf folgende Weise: „Dicht am Ende der Gletscherzunge sieht man, daß der Glimmerschiefer, von der rechten Talseite herüberstreichend, an einer Stelle neben dem Eis zutage kommt und auf die linke Seite hinübergeht, gerade im Streichen nach W.S.W. Es folgt nun nach N. die Grenze des Granitmassivs in der hier angeführten Ordnung: Zuerst sieht man stark zersetztes, schieferiges Gestein und darin große rote Feldspatkristalle, die stark zerdrückt und an den Enden linsenförmig ausgezogen sind. Eine kurze Strecke weiter nördlich ist der Granit nicht so zersetzt; hier ist der Glimmer lagenweise angeordnet und dazwischen sieht man mit bloßem Auge nur Quarz und Feldspat. Die großen rötlichen Feldspäte sind auch hier noch ausgezogen, einige Kristalle sind Karlsbader Zwillinge. Einige Meter weiter talabwärts verliert der Granit die Lagenstruktur, das Gestein wird frischer und die Feldspatkristalle sind sehr groß, ich habe solche gesehen von 12—18 cm<sup>2</sup> Fläche im Bruch. Aber auch hier sieht man am Quarz noch Spuren des Gebirgsdruckes oder der Protoklase. Nach Norden nehmen die großen Kristalle allmählich an Zahl ab und das Gestein hat mittleres Korn; 2 km nördlich von der Gletscherzunge ist es ganz frisch.“

Ein Handstück von dieser linken Talseite lag nicht vor, von der rechten Seite aber wurden mehrere vom südlichen Rande stammende porphyrische Granite untersucht. Nur eines von ihnen zeigte geringe undulöse Auslöschung des Quarzes, Serizitisierung des Plagioklases und Chloritisierung des Glimmers. Roter Feldspat findet sich am Südrande nur auf der linken Talseite.

Weiter berichtet Herr Dr. Keidel: „2½ km vom Gletscherende entfernt sieht man zum ersten Male große Hornblendesäulen, welche von nun an immer mehr zunehmen, bis mit der Annäherung an den nördlichen Rand des Massivs wiederum eine Abnahme der Hornblende und, wie es scheint, auch des Glimmers eintritt. Das Gestein wird gleichmäßig hellgrau und sehr große weiße Feldspäte werden häufig, solche von 10—12 cm Länge sind nicht selten. Dicht an der Grenze gegen die Schiefer zeigt der Granit wieder Lagenstruktur und die Feldspäte sind wie am südlichen Rande ausgezogen (Augengneisstruktur); dicht am Kontakt ist das Gestein dunkel und sehr feinkörnig, was wahrscheinlich durch endogene Kontaktmetamorphose zu erklären ist.“

„Pegmatitische und aplitische Ausbildungen finden sich häufig im Nebengestein. Besonders zahlreich sind die Aplitgänge in der südlichen Umrandung des Massivs im oberen Bayum-kol-Tale, sowohl in der Nähe der Grenze als auch weiter südlich im Gneis und in den Kalken unter dem Eise des westlichen Bayum-kol-Gletschers, auch auf der rechten Seite des östlichen Gletschers. Sie haben oft nur geringe Mächtigkeit, einige habe ich beobachtet, die eine Hand breit waren oder darüber. Sie folgen den Schichtfugen oder durchsetzen die Schichten. In der Furche des westlichen Bayum-kol-Gletschers sind sie

in den wenigen Aufschlüssen zwischen den Moränen so zahlreich, daß sie das Gestein durchschwärmen.“

„Lamprophyre habe ich nur im Intrusivgestein selbst beobachtet, und zwar besonders häufig dort, wo auch schon im Granit die Hornblende stark hervortritt, d. i. ungefähr in der Mitte der nördlichen Hälfte des Massivs; sie spielen, was ihre Häufigkeit anbetrifft, dieselbe Rolle wie die häufigen basischen Ausscheidungen des Adamello-Tonalites, wovon schon v. Rath berichtet hat. Sie treten aber in allen Fällen, wo ich sie beobachten konnte, nicht als Gänge, sondern nur als lokale Ausscheidung des dazu gehörenden Gesteins auf und bilden Nester von den verschiedensten Größen, deren Grenze gegen das umgebende Gestein stets äußerst scharf ist. Es sind dies Schlieren, oft lang gestreckt und dann schmal endigend, oft aber kurz und dann von rundem Umriß. Zuweilen sind sie einen Meter und mehr mächtig (auf der rechten Talseite wurden zwei von bedeutender Mächtigkeit beobachtet, siehe Profil 1), oft aber nur handbreit.“

Für die petrographische Auffassung geht aus all diesem das Gesetz hervor, nach welchem das Granitmassiv aufgebaut ist: die basischsten Bildungen befinden sich in der Mitte. Nach beiden Rändern hin wird das Gestein immer saurer, der Orthoklas tritt immer mehr in großen Einsprenglingen in den Vordergrund, bis endlich im Nebengestein aplitische Gesteine allein herrschen.

Nach diesen Vorbemerkungen möge die genauere Beschreibung der einzelnen Teile folgen.

### Der Granit.

Der Granit ist in den meisten Fällen richtungslos körnig. Schieferige Struktur zeigt sich bei den vorliegenden Handstücken einigemal in den porphyrischen Ausbildungen, welche sich dadurch einem Augengneis nähern. Besonders deutlich ist die Schieferstruktur am südlichen Rand des Massivs, worauf später noch zurückzukommen ist.

Makroskopisch erkennt man im Granit neben weißem Feldspat und weißem Quarz, immer schwarzbraunen Biotit und fast immer grüne Hornblende. Es liegt also ein Amphibolbiotitgranit vor, welcher in einigen Fällen in einen Biotitgranit übergeht.

Die mikroskopische Untersuchung ergab eine Fülle von Mineralien, deren Beschreibung nicht ohne Interesse ist. Der Orthoklas zeigt meist große Individuen, häufig in Karlsbader Zwillingen. Er ist gewöhnlich frisch und perthitisch verwachsen mit Plagioklas. Mikroklin findet sich besonders in den porphyrischen Ausbildungen als Einsprengling. Der Plagioklas ist meistens Oligoklas-Andesin, wie die Bestimmung nach der Fouqué'schen Methode und nach der Höhe der Lichtbrechung ergab. Nur selten geht er bis zum Oligoklas. Das Mineral ist vollkommen frisch und wasserklar mit gut ausgebildeten Zwillinglamellen nach Albit- und Periklingesetz. Dazu kommt manchmal noch das Karlsbadergesetz. Fast in jedem Schliff finden sich Verwachsungen von Quarz mit Plagioklas (Quartz vermiculé), genau in derselben Ausbildung, wie sie Weinschenk (Gesteinsbildende Mineralien S. 75) abbildet. Serizitisierung ist selten. Wenn sie auftritt, so geht mit ihr parallel die Chloritisierung des Glimmers und die beginnende Zertrümmerung des Quarzes. Besonders tritt diese Erscheinung hervor an einem porphyrisch ausgebildeten Handstück vom Südrande des Massivs und an einem anderen aus der Mitte desselben.

Der Quarz bildet, wenn er nicht mit Plagioklas in der beschriebenen Weise verwachsen ist, meistens die letzte Ausfüllung. Nicht selten aber zeigt er auch Andeutung von Kristallform. Kataklastische Erscheinungen sind äußerst selten und, wenn vorhanden, nur durch schwach undulöse Auslöschung angedeutet. Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse durchziehen den Quarz oft in Schnüren.

Gemeine grüne Hornblende meistens in zerfetzten Lappen, selten mit seitlicher Begrenzung, fehlt fast nie, wenn sie auch, wie schon hervorgehoben, in der Mitte des Massivs besonders hervortritt, sodaß sie dort auch der makroskopischen Beobachtung nicht entgehen kann, wie aus der Beschreibung Dr. Keidels hervorgeht. Der Biotit tiefbraun in ganz normaler Ausbildung, ist vielfach in die Hornblende eingeschlossen. Er zeigt gute seitliche Begrenzung, aber keine Endflächen.

Epidot kommt sowohl in größeren, oft gut ausgebildeten Kristallen, als auch in Form von Mikrolithen und in formlosen Fetzen vor. Man kann ihn in allen wesentlichen Gemengteilen, sowohl im Feldspat als im Quarz, ebenso in der Hornblende wie im Biotit, finden und immer ist das Mineral, indem er eingeschlossen ist, vollständig frisch und zeigt keine Spur von Umwandlung. Er ist also unzweifelhaft primärer Bestandteil und vor den wesentlichen Gemengteilen auskristallisiert. Seine Menge ist sehr wechselnd. Niemals aber fehlt er ganz. Bemerkenswert ist seine gelbe Farbe und der schwache Pleochroismus.

Mit Epidot verwachsen oder selbständig auftretend ist ferner Orthit ein verhältnismäßig häufiger Bestandteil dieses Granites, wie dies ja gewöhnlich ist. Es ist kaum ein Schliß vorhanden, in dem er nicht zu finden wäre. Er ist braun, deutlich pleochroitisch und zeigt pleochroitische Höfe in Biotit und Hornblende. Seine schwache Doppelbrechung und seine schiefe Auslöschung ( $30-35^\circ$ ), wodurch auch die Zwillingsbildung deutlich hervortritt, machen die Bestimmung sicher. Sind Epidot und Orthit verwachsen, so bildet ersterer wie immer den Rand um letzteren.

Sehr oft ist der Orthit zersetzt und zwar so, daß er aus drei verschieden gefärbten, verschieden pleochroitischen und verschieden doppelbrechenden Teilen besteht. Der Rand ist dunkelgelb und zeigt die stärkste Doppelbrechung (zwischen 0,010 und 0,015) und den stärksten Pleochroismus; dann folgt eine Zone von hellgelber Farbe mit schwächerem Pleochroismus und einer Doppelbrechung von etwa 0,005; den Kern bildet endlich eine graulich-gelb gefärbte Masse, welche fast isotrop ist. Die einzelnen Zonen sind zwar scharf, aber in unregelmäßig gewundenen Linien gegeneinander abgegrenzt (Fig. 1 der Tafel V). Außerdem findet sich in jedem Schliß und oft in großer Menge Titanit. Nicht selten zeigt dieser die typisch rhombischen Querschnitte und ist in allen anderen Bestandteilen eingewachsen. Der Pleochroismus ist deutlich; oft beobachtet man Zwillinge und selbst Zwillingslamellierung, sodaß man das Mineral im polarisierten Licht leicht mit Calcit verwechseln könnte, wogegen aber die hohe Lichtbrechung und die starke Dispersion der Achsen sprechen.

In einem Granit aus der Mitte des Massivs wurde ein Mineral gefunden, welches in Graniten weniger weit verbreitet ist, nämlich Prehnit. Er tritt, meist im Biotit in größeren Individuen eingewachsen, in zweifacher Ausbildung auf: 1. Faserig, mit starker Licht- und Doppelbrechung und normalen Interferenzfarben. Charakter der Hauptzone positiv. 2. Schuppig, mit schwacher Doppelbrechung und starker Dispersion und infolge-

dessen mit anormalen Interferenzfarben. Die positive Bisektrix halbiert einen kleinen Achsenwinkel.

Apatit kommt nicht nur in feinen Nadeln, sondern auch in großen Kristallen vor. Seine Menge ist ganz beträchtlich. Endlich treten nicht allzu häufig Zirkon, mit pleochroitischen Höfen in Hornblende und Biotit, Titaneisen und Eisenglanz als normale Gesteinsgemengteile auf, während der Pyrit durch die Art seines Vorkommens in Rissen und an der Grenze zweier Mineralien beweist, daß er eine sekundäre Bildung ist. Er hat öfters einen braunen Rostrand.

Die Struktur des Gesteins ist, wie schon bei Beschreibung des Quarzes angeführt wurde, meist echt granitisch, es bildet also der Quarz die letzte Ausfüllungsmasse. Manchmal aber tritt auch das Gegenteil ein: der Quarz zeigt mehr oder weniger vollkommene Kristallform und die Struktur nähert sich damit der granulitischen.

Es kommt vor, daß der Orthoklas, welcher an Menge im allgemeinen etwas hinter dem Plagioklas zurückbleibt, ganz fehlt. Es wird dann auch der Plagioklas basischer, etwa Andesin und zeigt Zonarstruktur. Es ist somit aus dem Granit ein Quarzdiorit geworden. Die übrigen Mineralien zeigen aber keinen Unterschied gegenüber denen des Granites. Ein solcher Quarzdiorit stammt aus der Mitte des Massivs.

#### Lamprophyre.

Wie schon erwähnt sind basische Ausbildungen des Granites, mit Ausnahme eines einzigen Vorkommens (Profil III), nur im Massiv selbst beobachtet worden. Schon unter den eigentlichen Graniten finden sich einzelne Handstücke, bei welchen die basischen Bestandteile stark hervortreten; außer diesen aber treten auch ganz dunkle eigentliche Lamprophyre auf, teils richtungslos körnig, teils schieferig, bei welchen man mit bloßem Auge nur noch Biotit und Hornblende unterscheiden kann. U. d. M. findet man neben diesen beiden Mineralien, von welchen auch hier der Biotit von der Hornblende umschlossen wird, noch einen Plagioklas, welcher als Oligoklas-Andesin bestimmt werden konnte, während Orthoklas ganz fehlt und Quarz nur in vereinzelt, kleinen Körnern vorkommt.

Die akzessorischen Gemengteile sind dieselben wie im Granit.

#### Pegmatit und Aplit.

Die sauren Spaltungsprodukte, welche untersucht wurden, stammen fast alle aus Gängen und Adern im Nebengestein, welche in der Nähe des Massivs auftreten.

Die grobkörnigen Pegmatite kommen in verschiedener Ausbildung vor, von denen zwei untersucht werden konnten. Die einen zeigen makroskopisch Orthoklas mit großen Biotitblättern. Die mikroskopische Untersuchung ergibt aber ganz dieselben Mineralien, wie sie im Granit vorkommen. Der Biotit ist fast ganz in Chlorit (Pennin) umgewandelt. Orthit ist besonders häufig und in großen Kristallen, auch Zwillingen, entwickelt. Dazu kommt auch hier wieder faserig ausgebildeter Prehnit.

Die anderen Pegmatite lassen mit bloßem Auge große rothe Orthoklaskristalle, große, weiße Quarz-Individuen und Orthit erkennen. Das Gestein durchsetzt eine grüne Ader von Epidotmineralien, die nach der mikroskopischen Untersuchung aus Epidot, Klinozoisit und Orthit besteht. Dieselben Mineralien kommen auch sonst noch im Gestein zerstreut vor.

Neben ihnen konnte Orthoklas und Oligoklas, beide mit Quarz verwachsen, nachgewiesen werden. Außerdem dieselben Mineralien, wie im Granit. Die Struktur ist die für Pegmatite bezeichnende: alle Mineralien liegen ohne nachweisbare Kristallisationsfolge und ohne Kristallform nebeneinander.

Ein Aplit läßt makroskopisch bloß Feldspat und Quarz als feinkörniges Gemenge erkennen. U. d. M. zeigt er sich zusammengesetzt aus Orthoklas, perthitisch verwachsen mit Plagioklas und aus Mikroklin — beide Kalifeldspäte sind ziemlich frisch —; ferner aus Plagioklas und zwar aus Oligoklas, welcher aber im Gegensatz zu den Kalifeldspäten stark serizitisiert ist. Der Quarz ist feinkörnig. Untergeordnet treten auf: Muskovit in paralleler Verwachsung mit Biotit und Chlorit; letzterer grünlich mit anormalen Interferenzfarben, also Pennin. Er ist sicher sekundäre Bildung und zwar aus Biotit entstanden, wie die Übergänge und die ausgeschiedenen Titansäuremineralien, Leukoxen und Anatas, deutlich erkennen lassen. Daneben kommt Titanit als primärer Bestandteil vor.

Ein anderer Aplit, welcher am Nordrande des Massivs in kalkhaltige Gesteine eingedrungen ist, zeigt große Ähnlichkeit mit dem beschriebenen. Man erkennt aber schon makroskopisch Strahlstein, welcher offenbar durch Aufnahme der Bestandteile des Nebengesteins entstanden ist.

## B. Die Schieferserie im Norden.

Verfolgt man nun das Profil 1 weiter nach Norden, also talabwärts, so schließt sich an den Granit eine Serie kalkig-toniger Sedimente an. Unmittelbar an den Granit grenzt ein

### Hornfels,

welcher sich durch seinen splittrigen Bruch sofort als solcher zu erkennen gibt. Er bildet ein dichtes Gemenge weißer und grüner Mineralien, die makroskopisch nicht näher bestimmbar sind.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt vor allem die für Hornfelse so charakteristische Pflasterstruktur. Es ist Forsterit in zahlreichen Körnern, welcher dieses Pflaster bildet. Dazwischen sieht man ganz farblosen Tremolit und eine andere Hornblende, welche ebenfalls farblos ist. Die Art der Ausbildung spricht für Uralit. Es scheint dieses Mineral aus Diallag hervorgegangen zu sein, da es reich ist an Einschlüssen, welche dieselbe Anordnung zeigen, wie man sie beim Diallag gewohnt ist. Dazu gesellt sich noch ein Chlorit mit wohl ausgebildeten Zwillingslamellen, fast so, wie beim Plagioklas. Die Färbung ist sehr schwach grünlich, die Doppelbrechung ziemlich hoch (die Interferenzfarben gehen bis zum Weiß erster Ordnung im normalen Schliff). Die Schiefe der Auslöschung beträgt etwa  $4^{\circ}$ , der Charakter der Hauptzone ist negativ, der des Minerals positiv, der Achsenwinkel sehr klein. Es liegt also zweifellos Klinochlor vor. In ihm eingeschlossen findet sich Graphit.

An den Hornfels schließen sich nun Knotenschiefer an, nämlich:

### Skapolithknotenschiefer.

Es sind das bräunliche Schiefer von phyllitischem Habitus mit großen, hellen, runden Knoten. Diese Knoten bestehen der Hauptsache nach aus Skapolith, wie die mikro-

skopische Untersuchung ergibt; nach der qualitativen chemischen Analyse ist derselbe kalkreich mit einem Gehalt an Chlor.

U. d. M. sieht man, daß die Grundmasse des Gesteins aus Quarz und Biotit besteht und vollkommen schieferig ist. Die Knoten von Skapolith (Lichtbrechung wie Quarz — im Mittel 1,55 —, Doppelbrechung etwas höher als Quarz) sind ganz durchlöchert und mit Quarzkörnern und anderen Mineralien erfüllt (Figur 3 der Tafel V). Dasselbe gilt für den Biotit. Wir haben also hier die für Kontaktgesteine so charakteristische Siebstruktur vor uns. Neben dem Skapolith findet sich in jedem Schliff Turmalin in großer Menge. Es ist der stark pleochroitische, braune Turmalin mit den typischen neunseitigen Querschnitten, die zonaren Aufbau zeigen. Diese Querschnitte, sowie die starke Absorption quer zur Hauptzone in den Längsschnitten und zugleich die ungewöhnlich große Menge des Minerals zeigt Figur 4, Tafel V, in welcher die Turmalinlängsschnitte quer zur Schwingungsrichtung des Polarisators liegen.

Außer diesen Mineralien sind noch Titanit, Apatit und Zirkon zu erwähnen.

Dieses Gestein bezeugt somit, daß intensive pneumatolytische Prozesse der Eruption des Granites gefolgt sind: chlor- und borhaltige Dämpfe stiegen empor, sie drangen in kalkhaltige Tonschiefer ein und bildeten dort Skapolith und Turmalin.

In die Knotenschiefer sieht man nun einen etwa 100 m mächtigen Granitgang hineinragen. Das Material dieses Ganges unterscheidet sich in mehreren Punkten von dem des Hauptmassivs. Zunächst ist es sehr feinkörnig. An Stelle des Orthoklases trifft man einen getrübbten Mikroklin mit kryptoperthitischer Struktur. Der sehr seltene Plagioklas konnte als Oligoklas bestimmt werden. Die Hornblende fehlt. Dafür tritt aber Muskovit auf. Der Biotit ist teilweise zu Pennin geworden. Der Quarz, sehr feinkörnig, zeigt Kristallform; die Struktur ist also granulitisch. Überhaupt zeigt das Gestein große Ähnlichkeit mit dem an erster Stelle beschriebenen Aplit. Jedenfalls ist es eine saure Ausbildung des Granites. Es wurde nicht unter den Apliten beschrieben, weil eine solche Benennung der hohe Biotitgehalt verbietet.

---

An die Knotenschiefer schließt sich eine recht mannigfaltige Schieferserie an. Sie besteht nach den Untersuchungen Keidels „im südlichen Teile aus Kalkschiefern, Quarzphylliten und glimmerigen Tonschiefern, welche aber nicht ganz bis zur Hälfte der ganzen Schichtfolge reichen.“ (Man vergleiche Profil 1 zwischen den beiden Granitmassiven im oberen und im mittleren Bayum-kol-Tal.) „Das vorwiegende Merkmal dieser Zone ist, daß hier Kalkschiefer und glimmerhaltige Schiefer besonders häufig sind, welche mannigfaltig miteinander wechsellagern. Fast jedes Stück, das man anschlägt, hat auf den Schichtflächen Glimmer. Die Schiefer scheinen hier in einem höheren Maße verändert zu sein, als weiter nördlich.“ Diese makroskopische Beobachtung wird durch die mikroskopische Untersuchung voll und ganz bestätigt und vervollständigt. Es wurde zunächst ein

#### Quarzphyllit

untersucht, ein dunkler, feinkörniger Schiefer, dessen Hauptmasse aus Quarz, getrübbtem Orthoklas und Oligoklas und parallel gelagerten Biotitblättchen besteht. Dazu kommt Muskovit in wenigen Durchschnitten, Turmalin in wohlumgrenzten Kristallen, grünlicher

Rutil, Zirkon, Epidot und Apatit. Graphit findet sich im ganzen Schriff zerstreut, an einzelnen Stellen aber besonders angehäuft. Ferner konnte ein

### Körniger Kalk

mit zahlreichen Kontaktmineralien untersucht werden. Unter diesen herrscht ein schwach pleochroitischer Strahlstein vor, der in manchmal recht gut ausgebildeten Kristallen schon makroskopisch deutlich hervortritt. Ferner findet man Diopsid, von Strahlstein umrandet, chlorhaltigen Skapolith und farblosen Chlorit in großen Kristallen. Letzterer ist optisch positiv, hat gerade Auslöschung und höhere Doppelbrechung als Klinochlor. Das sind aber die optischen Eigentümlichkeiten des Leuchtenbergits. Interessant ist das Verhältnis dieses Minerals zum Skapolith, dessen Umwandlungsprodukt er darstellt. Man sieht öfter beide Mineralien in der innigen Verbindung, wie sie Figur 2, Tafel V zeigt, wobei sie sich sowohl durch ihre optischen Eigenschaften als durch die Richtung der Spaltrisse unterscheiden. Diese verlaufen beim Skapolith parallel der Umgrenzung, beim Leuchtenbergit bilden sie mit ihr einen Winkel, welcher in dem abgebildeten Durchschnitt etwa  $30^{\circ}$  beträgt.

Die Schiefer, welche nun nach Norden folgen, sind nach Dr. Keidels Angaben vorherrschend dunkle, feste, oft ganz schwarze und plattige Tonschiefer. Doch wechseln Farbe und sonstige Beschaffenheit auch hier auf kurze Entfernungen. Bald sind es Phyllite von graugrüner Farbe, bald dünnplattige oder blätterige, braun verwitternde graue Tonschiefer.

Am nördlichen Saume der ganzen Schieferserie aber folgt eine Schichtenfolge, welche sich sehr deutlich von den vorhergehenden Teilen unterscheidet. Die Schiefer sind hier vorwiegend grün gefärbt, zum Teil ist es grüner Phyllit; in manchen Lagen jedoch hat das Gestein ein ganz eigentümliches Aussehen. Es ist graugrün, fühlt sich weich an, hat weiße Adern und Flecken, die mit Salzsäure brausen. An anderen Stellen sind es sehr feinblättrige, fettglänzende und weiche chloritische Schiefer. Dieses letztere Gestein stellt gegenüber den Schiefen eine einheitliche Zone dar, deren Breite Dr. Keidel auf 250 bis 280 m schätzt. Er ist der Ansicht, daß hier ein stark zersetztes basisches Eruptivgestein vorliegt, welches durch Metamorphose und Verwitterung sehr verändert ist.

Diese Ansicht erlangt eine gute Stütze dadurch, daß ein unzweifelhaftes basisches Eruptivgestein hier an dieser Stelle in Gängen beobachtet wurde. Es ist dies ein Gabbro, wie mineralische Zusammensetzung und Struktur bezeugen. Die Struktur erkennt man besonders deutlich bei makroskopischer Betrachtung des Dünnschliffes: alle Mineralien sind gleichmäßig ausgebildet, ohne ausgesprochenen Idiomorphismus des einen oder des anderen. Diese körnige Gabbrostruktur ist meist gut erhalten; nur ein Handstück ist deutlich geschiefert. Die mineralische Zusammensetzung ergibt, daß das Gestein ein

### Saussuritgabbro

ist. Der Plagioklas besteht deutlich aus zwei Teilen, welche regellos durcheinander liegen. Der eine ist Andesin, der andere Labrador oder vielleicht noch basischer. Dazwischen liegen Klinozoisit und Epidot, ganz zerfetzt, ohne Kristallform. Es hat also zweifellos der ursprünglich basische Plagioklas seinen Kalkgehalt zum Teil an die Epidotmineralien abgegeben und ist selbst dadurch saurer geworden. Dieser Prozeß ist aber noch nicht bis



zur vollen Entfernung des Kalkgehaltes aus dem Feldspate vorgeschritten, d. h. der Feldspat ist noch nicht zu Albit geworden, wie man es bei ähnlichen Vorkommnissen sonst häufiger beobachtet. Ähnliche Verhältnisse fand ja auch Luczizky in den „Amphiboliten“ der Oberpfalz. Neben diesem Feldspatmosaik ist der Hauptbestandteil ein Uralit, blaugrün in schilfiger Ausbildung. Woraus er entstanden ist, läßt sich nicht mehr nachweisen. Biotit ist nicht häufig und immer nur in kleinen Fetzen vorhanden. Das Titaneisen ist fast ganz zu Leukoxen geworden. Nur in der Mitte ist manchmal noch ein frischer schwarzer Kern erhalten geblieben. Besonders häufig ist das Titaneisen von Uralit umschlossen. Merkwürdigerweise fehlt in den schieferigen Gesteinen die Umwandlung in Leukoxen. Endlich wäre noch ein wenig Schwefeleisen anzuführen.

Aus dieser Schieferserie sind noch zwei Gesteine zu erwähnen, welche von der größten Bedeutung für das Verständnis der ganzen Gruppe zu sein scheinen. Das erste ist wiederum ein granitähnliches Gestein, welches ganz aus der Nähe der Gabbrogänge stammt. Äußerlich sieht dieses Gestein einem Zentralgneis völlig gleich und die mikroskopische Untersuchung bestätigt diese Vermutung und zeigt, daß fast in jeder Beziehung Übereinstimmung herrscht. Der Plagioklas, ein Oligoklas-Andesin, ist ganz vollgepfropft mit Klinozoisit und Epidot. Ferner enthält er Mikrolithen von Biotit und Serizit, dabei ist er vollständig frisch.

Orthoklas scheint zu fehlen. Dagegen kommt Quarz in großer Menge vor. Zertrümmerungserscheinungen wurden an ihm nicht beobachtet: alle Individuen löschen vollständig einheitlich aus. Der Biotit ist mit Chlorit verwachsen und zwar teils parallel, teils durchqueren die Chloritblättchen den Glimmer; aber stets sind die Verhältnisse so, daß beide Mineralien vollkommen frisch sind. Der Chlorit setzt scharf gegen den Biotit ab, sodaß eine sekundäre Entstehung durch Umwandlung des Biotits ausgeschlossen erscheint. Es ist ein Pennin mit starkem Pleochroismus (hellgrün bis fast farblos), mit schwacher Doppelbrechung, aber normalen Interferenzfarben. Er löscht gerade aus, hat negativen Charakter der Hauptzone und kleinen positiven Achsenwinkel. Die makroskopisch deutliche Schieferung gibt sich auch unter dem Mikroskop zu erkennen, indem Glimmer und Chlorit in Lagen, der Schieferung parallel, angeordnet sind. Manchmal sieht man, wie diese Glimmer- und Chloritlagen sich faserig um einen Feldspat herumwinden.

Vergleicht man mit diesen Angaben die Beschreibung, welche Weinschenk<sup>1)</sup> vom Zentralgranit gibt, so fällt sofort die große Übereinstimmung auf. Hier wie dort sind die frischen Plagioklase mit Klinozoisit und Epidot erfüllt, hier wie dort tritt ein Pennin mit niedrigen, aber normalen Interferenzfarben als primärer Gemengteil auf. Ein Unterschied liegt nur darin, daß der Plagioklas etwas basischer ist, als der am Groß-Venediger und daß endlich die Erscheinungen der Zertrümmerung am Quarze fehlen.

Dieser Granitgneis steht ganz in der Nähe der Gabbrogänge an, etwas nördlich von ihnen (Profil I, Taf. III). „Auf der linken Talseite ist er viel mächtiger entwickelt. Ich muß

<sup>1)</sup> Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Groß-Venedigerstockes. II. Über das granitische Zentralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneis. Abhandl. der K. Bayer. Akad. der Wissensch., II. Kl., XVIII. Bd., III. Abt.

hervorheben, daß in diesen Schiefen (in der nördlichen Hälfte der Schieferserie) nach Stücken im Gebirgsschutt zu schließen, an mehreren Stellen Gneis oder Gneisgranit vorkommt“ (Keidel).

Mit diesen granitischen Gesteinen im Zusammenhang scheint ein anderes Gestein zu stehen, welches etwas südlich von den Gabbrogängen geschlagen wurde. Es ist ein Gestein welches man wohl am besten mit dem Namen

#### Gneisglimmerschiefer

bezeichnet. Der Plagioklas, welcher makroskopisch hervortritt und eine porphyrtartige Struktur bedingt, ist merkwürdigerweise ein Bytownit. Daneben erkennt man u. d. M. ein feines körniges Aggregat von Albit und Quarz, wobei die Bestimmung und Unterscheidung beider Feldspate sowohl nach der Fouqué'schen Methode als auch durch Messung der Lichtbrechung sichergestellt ist. Von dunklen Gemengteilen kommen Biotit und Hornblende vor, letztere in der blaugrünen, natronhaltigen Varietät. Von den Nebengemengteilen beobachtet man Orthit, Zoisit, Titanit, Zirkon und etwas Kalzit. Der Bytownitgehalt scheint aus den in der Nähe auftretenden basischen Eruptivgesteinen herzustammen.

Verläßt man nun die Schiefer mit den Gabbrogängen, so kommt man alsbald talabwärts in eine neue Gesteinsreihe. Man stößt zuerst auf einen hochkristallinen, weißen

#### Crinoideendolomit

Die Crinoideenstielglieder sind an der Oberfläche in großer Anzahl ausgewittert und deutlich zu erkennen. Im frischen Bruch sieht man nur ihre Spaltungsflächen. Die chemische Untersuchung ergibt für das Gestein sowohl wie für die Crinoideenreste reinen Dolomit welcher selbst in konzentrierter Salzsäure in der Kälte ganz unlöslich ist. U. d. M. erkennt man fast allgemein Zwillingslamellierung nach — 2 R. Auch finden sich manchmal kleine, wohlbegrenzte Rhomboeder in demselben. Die Crinoideen haben ihre mikroskopische Struktur vollständig verloren und geben sich u. d. M. nur dadurch zu erkennen daß sie größere Individuen in der mittelkörnigen, stark verzahnten Grundmasse darstellen. Von mechanischen Einwirkungen sieht man gar nichts. Alle Durchschnitte sind vollständig einheitlich auslöschend und zeigen weder Zertrümmerung noch Verbiegung.

Unmittelbar an diesen Dolomit schließt sich wiederum ein Granitlager an, von etwa 1 km Mächtigkeit und ihm entspricht ungefähr 2 km nördlich, durch eine Serie ähnlicher, meist umgewandelter Gesteine, wie sie eben beschrieben wurden, getrennt, ein weiteres großes Granitmassiv, das in unserem Profil nur noch in einer Mächtigkeit von 3 km eingezeichnet ist, das sich aber in Wirklichkeit noch weiter nach Norden ins untere Bayum-kol erstreckt. Auf den ersten Blick erkennt man an diesem Granite bedeutende Unterschiede gegenüber dem zuerst beschriebenen Amphibolbiotitgranit im oberen Bayum-kol-Tale. Es bedarf deshalb das Gestein einer eingehenden Beschreibung, wobei man am besten beide Lager zusammenfaßt.

### C. Der Granit im mittleren Bayum-kol-Tal.

Dieser Granit ist ein ziemlich grobkörniges Gestein. Große weiße, im nördlichen Teile des Massivs auch rote Feldspäte, erscheinen neben bläulichem Quarz. Als dunklen Gemengteil erkennt man den Biotit, der aber meist nicht schwarzbraun, sondern schmutziggrün erscheint. Das südlichste Lager geht an den Rändern in Gneis über. Über das große Massiv im Süden teilt Dr. Keidel folgendes mit: „Nur die südliche Grenze dieses Massivs ist scharf. Aus dem normal struierten Granit kommt man hier gegen Süden in schieferige Lager. Die Struktur ist nur schwer zu erkennen, weil das Gestein ganz zersetzt ist; doch treten gerundete und zerquetschte Feldspatkörner deutlich hervor; sie erreichen eine solche Größe, daß das Gestein porphyrische Struktur annimmt. Die schieferige Absonderung (grünliche und bräunliche einheitliche Färbung) wird immer ausgeprägter, je weiter man nach Süden kommt, und es ist in der Richtung der Schieferung eine deutliche Schichtung bemerkbar, die fast O.W. streicht. Dieser ganze Komplex besitzt Gneisstruktur, es wechseln helle und dunkle Streifen, doch sind sie infolge der starken Zersetzung nicht mehr sehr ausgesprochen. Die Feldspäte, die auch in dem äußeren Teile oft noch in größeren Individuen vorhanden sind, sind stark ausgezogen; sie liegen auf den Schichtflächen als gerundete Knoten, in eine grünliche, chloritische Masse eingebettet (lagenweise Anordnung der basischen Gemengteile). Die zersetzte schieferige Randzone des Granites geht allmählich in grünliche blätterige Schiefer über. Nach Norden steht das Massiv mit der großen Masse der präkarbonischen Granite der äußeren Züge des zentralen Tian-Schan, d. i. der östlichen Fortsetzung des Terskei-Ala-Tau, im Zusammenhang.“ Die mikroskopische Untersuchung ergibt:

Orthoklas mit Plagioklas perthitisch verwachsen, meist frisch und in großen Individuen neben sehr stark serizitiertem Oligoklas-Andesin und ganz oder zum Teil umgewandeltem Biotit, der zu Chlorit mit starkem Pleochroismus und anormalen Interferenzfarben geworden ist. Dieser ist also Pennin. Er ist sicher aus Biotit entstanden, wie die Übergänge deutlich zeigen und auch die gewöhnliche Ausscheidung von Titanit und Anatas in Form von „Insekteneiern“ beweist. Vielfach ist er verrostet. Diese verrosteten Stellen zeigen dann höhere Doppelbrechung und sind einachsigt negativ, während die frischen Partien positiven Charakter haben.

Muskovit kommt selten neben dem sekundären Serizit als primärer Gemengteil vor. Von unwesentlichen Bestandteilen sind zu erwähnen Epidot und Orthit, Titanit, Anatas, Zirkon und Apatit. Daneben Kalzit und Schwefelkies.

Das Gestein ist ganz zertrümmert, die Feldspäte zerrissen und die einzelnen Teile gegeneinander verschoben, die Risse mit Serizit und Kalzit erfüllt. Der Quarz zeigt überall stark undulöse Auslöschung und Mörtelstruktur. In die Zertrümmerungszonen sind Serizit, Chlorit, Kalzit in großer Menge eingedrungen.

Ganz dieselben Erscheinungen, wie sie hier von dem etwa 1 km mächtigen Lager im Süden beschrieben wurden, wiederholen sich beim Hauptmassiv im Norden, welches das Ende des Profiles darstellt. So unterscheidet sich denn der Granit im mittleren Bayumkol-Tal in seinem ganzen Habitus von dem Amphibolbiotitgranit im oberen Tal: Es fehlt die Hornblende, das Gestein ist stark kataklastisch und war intensiven Zersetzungsprozessen unterworfen, welche Erscheinungen man im Granit des oberen Tales nur ganz

vereinzelt und niemals in so hohem Grade antrifft. Wie schon erwähnt steht dieses Granitmassiv mit dem Granit im unteren Bayum-kol-Tal in Verbindung. Dr. Petersen hat in der von Herrn Dr. Keidel zitierten Arbeit (Seite 275 und 276) einige von Friedrichsen gesammelte Granite aus diesem Teil des Tales beschrieben. Er war so liebenswürdig, mir die Schliche dieser Gesteine durch den Vorstand des naturhistorischen Museums in Hamburg zusenden zu lassen, wofür ich ihm bestens danke. Der Vergleich dieser Schliche mit den von Dr. Keidel gesammelten ergab vollständige Übereinstimmung. Vor allem zeigte sich hier das starke Vorwiegen der sauren Gemengteile über die basischen, was gegenüber dem Granit im oberen Bayum-kol-Tal, der im Durchschnitt viel basischer entwickelt ist, einen durchgreifenden Unterschied bezeichnet. Neben Orthoklas findet sich sehr viel Mikroklin mit oft wunderbarer Gitterlamellierung. Manchmal nimmt auch der immer vorhandene Muskovit so zu, daß ein Zweiglimmergranit entsteht (Nr. 226 auf S. 276). Zertrümmerungs- und Zersetzungserscheinungen sind ebenso intensiv, wie bei den beschriebenen Schlichen; besonders ist die Chloritisierung des Glimmers weit vorgeschritten. Epidot und Orthit sind manchmal sehr häufig und zwar in so gut ausgebildeten Kristallen, daß man sie wohl, wenigstens zum Teil, als primäre Bildung auffassen muß.

Was nun zwischen den beiden Granitmassen liegt, ist rasch beschrieben. An den Nordrand des südlichen Vorkommens schließt sich zunächst ein Gestein an, welches man wiederum am besten mit dem Namen Gneis-Glimmerschiefer bezeichnen könnte. Es enthält als Plagioklas einen Albit. Daneben kommen vor: Quarz, Biotit und Chlorit. Letzterer gibt sich durch seinen starken Pleochroismus und durch seine geringe Doppelbrechung als Pennin zu erkennen. Er ist aber, im Gegensatz zum Pennin des Granites ganz frisch und mit dem ebenfalls frischen Biotit parallel verwachsen. Er ist also hier sicher primärer Entstehung. Epidot findet sich in großer Menge neben Titaneisen, Apatit und Kalzit. Der Albit ist serizitisiert, aber meist nur im Kern, während der Rand noch vollkommen frisch ist, ohne daß sonst ein zonarer Aufbau erkennbar wäre. Der Quarz zeigt nur schwach undulöse Auslöschung.

Über das Weitere berichtet Dr. Keidel:

„Das Hauptmassiv des Granites geht am Südrande, wie schon erwähnt, in dünne Schiefer über und die Schieferung wird immer ausgesprochener, je näher man dem Nebentale (in dem Profil kenntlich durch die Einsattelung) kommt. Dicht bei diesem findet man ein helles gangförmiges Gestein, wahrscheinlich Pegmatit oder Aplit, dann festes, hell klingendes, splitterig springendes Gestein, wahrscheinlich Hornfels, wie im Kontakt weiter talaufwärts.“ (Siehe Profil I, Taf. III.)

Von dem Pegmatit oder Aplit und von den Hornfelsen lag leider kein Stück zur Untersuchung vor. Doch stand mir ein Gestein zu Gebote, unmittelbar vom südlichen Granitrande, welches man seinem ganzen Habitus nach als Adinol bezeichnen muß, das also wohl einen verkieselten Tonschiefer darstellt. Mit Einschluß der ersten Partien des gequetschten und zersetzten Granites ist nach Dr. Keidel die Serie der Hornfelse etwa 250 m mächtig. Am Taleinschnitt des Nebentales liegt Schutt, zum Teil auch alte Moräne. Auf der Südseite des Nebenflusses stehen unmittelbar neben diesem stark gefaltete Schiefer an: sie lösen sich in großen Blöcken in schief parallelepipedischen Massen ab und zerspringen

griffelig. Mit diesen Schiefen beginnt eine Schichtenfolge, die außerordentlich verändert ist. Dann folgt wieder eine nicht näher untersuchte Schieferserie, bis zuletzt mit einem Crinoideendolomit, dem früher beschriebenen in allem gleich und einem „Tonschiefer mit Pyritwürfeln“, die Grenze des südlichen Granitlagers erreicht ist, welche, wie schon erwähnt, in ihrer schieferigen Ausbildung von einem Gneisglimmerschiefer begleitet wird.

Nun ist noch das Profil in seinem weiteren Verlauf nach Süden gegen die hohe Kette des Khan-Tengri zu verfolgen.

#### D. Der Südrand des Granitmassivs im oberen Bayum-kol-Tal.

Man nähert sich jetzt dem vergletscherten Gebiete und deshalb muß man sich mit einzelnen Aufschlüssen zufrieden geben. Doch sind diese noch immer so beschaffen, daß sie ein klares Bild vom Bau des Gebirges geben und noch manches Interessante bieten.

Zunächst ist es von Bedeutung, daß hier im Süden der Granit deutliche Schieferung zeigt. Die mikroskopische Untersuchung läßt hier wieder, wenigstens einigemale jene Erscheinung erkennen, welche Weinschenk Piezokristallisation nennt: Massenhafte Epidot- und Klinoisitkristalle erfüllen den frischen Plagioklas, welcher hier zwischen Oligoklas und Oligoklas-Andesin steht, sich aber ersterem nähert. Die Struktur ist granulitisch. Mechanische Einwirkungen fehlen auch bei diesem Gestein.

Unmittelbar an diesen schieferigen Granit schließen sich nun Glimmerschiefer an, wie das Profil zeigt, mannigfaltig von Aplitadern durchzogen. Ein Handstück läßt diese Aplitinjektion im Kleinen erkennen: Lagen von Biotit und feinkörnigem Quarz wechseln mit unzweifelhaft granitischem resp. aplitischem Material. Dieses besteht nämlich aus Orthoklas in großen Karlsbader Zwillingen, Oligoklas, Quarz und etwas grünlichem Biotit. Dazu kommen Epidot in großer Menge, Orthit, Apatit und Zirkon, also ganz dieselbe Mineralkombination, wie sie oben bei den Apliten beschrieben wurde.

Die Fortsetzung des Profils I gibt Profil II (Taf. III). Es beginnt mit den soeben erwähnten injizierten Schiefen. Darauf folgt vielleicht ein nur in der Moräne beobachtetes Gestein. Es ist gelblich-grün, ein

#### Chloritknotenschiefer.

Die Knoten bestehen aus Klinochlor, kenntlich durch den schwachen Pleochroismus, die etwas schiefe Auslöschung und die höhere Doppelbrechung mit normalen Interferenzfarben. Dieser Klinochlor ist umgeben von Albit und durchsetzt von Biotit und Titanit. Die Knoten liegen in einer Grundmasse, welche hauptsächlich aus Epidot, mit außergewöhnlich vielen und schönen Zwillingen besteht. Daneben findet sich aber auch wieder Albit, Biotit und Klinochlor. Letzterer ist auch hier wieder primärer Entstehung, aus denselben Gründen, wie sie früher bei anderen Gesteinen angeführt wurden. Sekundär aber ist Kalzit eingedrungen. Er findet sich nur in Spalten und Hohlräumen.

Die ganze Mineralkombination weist darauf hin, daß der beschriebene Schiefer durch Umwandlung eines basischen Eruptivgesteins oder eines dazu gehörigen Tuffes entstanden ist.

Die nächsten Gesteine, welche nun wieder aus den Moränen auftauchen, sind Granite in mehreren Kuppen; sie gehören zu den Amphibolbiotitgraniten des Hauptprofils und sind ebenso ausgebildet wie jene.

An die Granite schließt sich eine Serie von Kalken, Phylliten und Glimmerschiefern an. Von diesen beanspruchen die Kalke ein besonderes Interesse, da sie unzweifelhafte organische Reste enthalten, nämlich Crinoideen und Korallen. Der

#### Crinoideenkalk,

welcher etwas weiter im Süden in der Moräne gefunden wurde, ist ein körniger grauer Kalk und zeigt sowohl makroskopisch wie mikroskopisch die Crinoideenreste sehr deutlich. U. d. M. ist die organische Struktur vollkommen erhalten durch Graphitstaub; der Mediankanal ist ganz mit diesem Staub erfüllt. Figur 5 der Tafel V zeigt die Photographie eines Längsschnittes, Figur 6 die eines Querschnittes durch ein Stielglied.

Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus feinkörnigem, stark durch graphitischen Staub verunreinigtem Kalzit. Die Crinoideenreste bilden große Kalzitindividuen mit sich unter einem spitzen Winkel kreuzenden Zwillingslamellen nach  $-\frac{1}{2}$  R. Diese Lamellen zeigen einigemale Verbiegungen. An Kontaktmineralien tritt sehr häufig Turmalin auf mit typischem Pleochroismus ( $\omega$  gelb,  $\varepsilon$  farblos) und mit vielen gut ausgebildeten trigonalen Querschnitten. Außerdem gelblicher, pleochroitischer Phlogopit sowie Eisenglanz. Endlich bemerkt man noch nicht näher bestimmbare sulfidische Erze, unter denen sich aber sicher Eisenkies befindet. Im

#### Korallenkalk

treten makroskopisch deutlich Korallenreste hervor, welche nicht näher bestimmbar sind. U. d. M. aber findet man von ihrer Struktur keine Spur mehr. Man sieht nur noch, wie die Stellen, welche man makroskopisch als Korallen erkennt, durch das bedeutend gröbere Korn sich aus der feinkörnigen Masse abheben. Der Grund dafür ist wohl hier, wie beim Crinoideenkalk, in der größeren Reinheit des Materials zu suchen. Denn während die Korallen durchaus klar sind, enthält der feinkörnige Kalzit massenhaft kleine opake Einschlüsse. Diese Einschlüsse bewirken auch die dunkle Färbung des Gesteins, aus welcher schon fürs bloße Auge die weißen Korallen sich deutlich abheben. Auch hier zeigen die großen Kalzitkörner die charakteristische Zwillingslamellierung nach  $-\frac{1}{2}$  R. Als Kontaktmineral sieht man hier und da einen farblosen Glimmer.

Neben diesen beiden Kalken kommen noch andere vor, welche aber aus reinem Kalzit bestehen. Sie alle zeigen im allgemeinen die Pflasterstruktur. In einzelnen sind die Zwillingslamellen verbogen. Die Kalke treten wechsellagernd mit Phylliten und Tonschiefern auf. Einigemale finden sich Zwischenlagen von dichtem weißem Kaliglimmer ähnlich den sog. Helvetan von Gümbel.

---

Profil X (S. 145) beginnt im Norden mit dem Amphibolbiotitgranit des Hauptmassivs, welcher hier am Rande pegmatitische Ausbildung und einen größeren basischen Putzen zeigt. Daran schließt sich, in geringer Mächtigkeit, der bei Profil I beschriebene Glimmerschiefer (injizierter Schiefer) und dann körnige Kalke an. Der Kalk, welcher dem

Granit am nächsten liegt, ist ein dunkles Gestein mit schwarzen Knoten. Die Knoten bestehen aus Graphit mit etwas Quarz und Glimmer. Der Kalzit, meist ziemlich grobkörnig, zeigt zum Teil verbogene Zwillingslamellen (nach  $-\frac{1}{2}$  R.). Neben ihm findet man noch Quarz, etwas Albit, Muskovit, Zirkon und Schwefelkies. Der Graphit tritt, außer in den Knoten, auch noch sonst in Rissen oder im Glimmer eingeschlossen auf.

Etwas mehr nach Süden schließt sich nun ein Crinoideenkalk an. Die Crinoideenreste, welche makroskopisch leicht erkennbar sind, findet man unter dem M. nicht mehr wieder. Die Struktur ist gänzlich verschwunden. Doch sieht man manchmal kleinere Kalzitindividuen in größeren, mit anderer Orientierung, eingeschlossen und zwar gerade dort, wo man makroskopisch die Crinoideenstiele beobachtet.

Quarz tritt in Knoten auf, in denen sich immer viele kleine Stücke zusammenhäufen. Dazu kommen Muskovit, Schwefelkies und Graphit. Letzterer füllt auch hier die Risse aus und ist im Glimmer eingeschlossen. Die Zwillingslamellen des Kalzites sind stark verbogen.

Die beiden beschriebenen Kalke zeigt in vergrößertem Maßstab Profil XI. Dort sieht man auch, wie Aplite in mehreren Verästelungen in die Kalke eindringen. Dann ist eine kurze Strecke mit Moränen bedeckt, welche ein Gletscherbach durchfließt. Am Südgehänge dieses Baches (Profil X) stehen wieder Gesteine an, welche besonderes Interesse verdienen.

Zunächst bemerkt man einen Pegmatit und einen feinkörnigen Granit. Letzterer enthält Orthoklas in unregelmäßigen Fetzen, sehr wenig sauren Plagioklas (eine nähere Bestimmung ist nicht möglich, weil die Stücke zu klein sind), Quarz in kleinen, meist wohlbegrenzten Kristallen, Biotit gleichfalls endlich gut begrenzt, Epidot in großer Menge, aber fast nie mit Kristallform, Eisenglanz in sechsseitigen Täfelchen, Apatit und Zirkon. Die Struktur ist granulitisch und man würde das Gestein Aplit nennen können, wenn nicht die basischen Gemengteile ziemlich stark vertreten wären.

Mit diesem Granit resp. Pegmatit steht in enger Verbindung ein anderes Gestein. Es zeigt deutlich sedimentären Charakter: gut ausgebildeter Muskovit und feinkörniger Quarz durchziehen das Gestein parallel der Schieferung und umschließen in der Schieferungsrichtung langgestreckte Graphitputzen. Zwischen diesen Lagen aber ist Aplit eingedrungen, denn man findet hier frischen Mikroklin, Quarz, von größerem Korn, als im Schiefer, richtungsloser Biotit, Pennin, Apatit, Zirkon. Dazu kommt endlich noch ein Mineral, welches zwar im Bayum-kol-Tal niemals im Granit beobachtet wurde, wohl aber häufig in den umgewandelten Sedimenten, nämlich Turmalin. Er ist hier grünlich gefärbt ( $\omega$  dunkelgrün,  $\epsilon$  hellgrün bis farblos) und in außergewöhnlich großen, gut umgrenzten Kristallen entwickelt.

Wir befinden uns also hier unzweifelhaft in der Region der injizierten Schiefer, in welcher granitisches und sedimentäres Material sich in der mannigfaltigsten Weise mischen. Vieles ist leider verdeckt von diesem interessanten Gebiet. Doch sieht man etwas weiter nach Süden in unserem Profil X wiederum eine Partie unter dem Eis hervorkommen. Ein Aplit durchsetzt auch dieses Gestein und somit charakterisiert es sich als die wahrscheinliche Fortsetzung genannten Gebietes.

Verläßt man diesen Gneis mit Aplitgang, so kommt man nach Süden wiederum auf Granit, welcher unter Eis und Moräne stellenweise beobachtet wurde. Es ist derselbe

Amphibolbiotitgranit, welcher in Profil II die drei Kuppen bildet, resp. seine westliche Fortsetzung. In Profil X ist er eingezeichnet, natürlich schematisch, da er nur in kleinen Partien aufgeschlossen ist. Hier wurde auch „sehr häufig in der Moräne zwischen dem Eis, das tief zerspalten ist, Augengneis gefunden.“ Auf dem Granit folgten nach Süden auch in Profil III u. X Crinoideen- und Korallenkalke, wie sie schon bei Profil II beschrieben wurden.

Über die paläozoischen Kalke, welche den Hintergrund unserer Profile im Süden bilden und welche die hohen Ketten zusammensetzen, kann nichts Näheres angegeben werden, weil keine Stücke zur Untersuchung vorlagen und somit muß hier die Beschreibung der Gesteine ihren Abschluß finden.

### Ergebnisse der petrographischen Untersuchung.

Drei Fragen sind es vor allem, welche sich nun aufdrängen: 1. Ist der Granit als Intrusivmasse in die Schiefer eingedrungen, welche ihn jetzt umgeben? 2. In welcher geologischen Periode ist dieses geschehen? 3. Welches ist die Ursache der kristallinen Beschaffenheit der Schiefer und Kalke?

1. Daß die erste Frage für den Amphibolbiotitgranit bejahend beantwortet werden muß, unterliegt keinem Zweifel. Dafür sprechen: 1. Die porphyrischen und schieferigen Randzonen. 2. Die Aplite und Pegmatite, welche ins Nebengestein eindringen. 3. Die Kontaktmetamorphose dieses Nebengesteins selbst. Ein Blick auf die Profile zeigt dieses alles ganz deutlich.

Nicht so deutlich liegen die Verhältnisse beim Biotitgranit im mittleren Bayumkol-Tal. Aber auch hier findet man vollständig befriedigende Beweise: Die porphyrische und schieferige Randzone wurde von Dr. Keidel beschrieben; ebensowenig fehlt der Pegmatit im Nebengestein, wenn auch nur ein einziger beobachtet wurde; endlich ist auch die Kontaktmetamorphose durch Hornfelse und Adinole nachgewiesen.

2. Das Alter der Granite ist somit in seiner Grenze nach unten durch das Alter der umgebenden Schiefer bestimmt. Für den Granit im oberen Bayumkol-Tal ergibt sich also ein postkarbonisches Alter, weil er oberkarbonische Gesteine metamorphosiert hat. Der Granit im mittleren und unteren Bayumkol-Tal aber ist zweifellos älter.

Wenn auch die Schiefer, welche er verändert hat, unbestimmten Alters sind (vergl. Keidel S. 104 f.), so ergeben die an zahlreichen Stellen nachweisbaren Transgressionen unterkarbonischer Ablagerungen über diesem Granit und seinen Kontaktbildungen, daß zur Zeit der Ablagerung jener Sedimente der Granit mit seiner kontaktmetamorphen Hülle schon einer weitgehenden Denudation anheimgefallen war. Mit ihm gleichalterig, da petrographisch völlig übereinstimmend, ist auch das etwa 1 km mächtige Lager nördlich von diesem granitischen Hauptmassiv.

Zweifellos haben wir es also mit zwei verschiedenalterigen Intrusionen zu tun, von welchen die jüngere, jene im oberen Bayumkol-Tal, mindestens postkarbonisch ist. Aber man kann das Alter dieser auf Grund petrographischer Beobachtungen noch etwas näher definieren. Einerseits weist nämlich die große Menge an Mineralien der Epidotgruppe, alles Mineralien von kleinem Molekularvolumen, wie auch die Piezokontaktmetamorphose am Südrande auf einen bedeutenden Druck während der Verfestigung hin, so daß die Intrusion wohl in unmittelbarem Zusammenhang mit einer Gebirgsbildung gestanden haben mag und sowohl die Verfestigung des Granites selbst, also auch die Meta-



morphose des Nebengesteins unter dem Einfluß des hohen Druckes dieser Gebirgsbildung vor sich ging. Andererseits ist aber der Granit in seiner ganzen Masse frisch und unzersetzt. Mechanische Zertrümmerungen sind nur lokale Erscheinungen und erreichen nie einen hohen Betrag. Das erscheint unmöglich, wenn nach der Verfestigung des Granites noch bedeutende gebirgsbildende Bewegungen stattgefunden hätten. Wie eine solche auf ein Granitmassiv einwirkt, zeigt sich deutlich am Granit des mittleren und unteren Bayum-kol-Tals, bei dem fast kein einziger Bestandteil ohne Zertrümmerungserscheinung geblieben ist.

Es wäre also somit als Zeit der Intrusion mit großer Wahrscheinlichkeit die letzte große gebirgsbildende Bewegung im Tian-Schan bestimmt.

3. Die dritte Frage streift ein Gebiet, das heutigen Tages im Mittelpunkte des allgemeinen Interesses aller Geologen steht: Die Entstehung der kristallinen Schiefer. Und weil hier die Ansichten so sehr voneinander abweichen, so scheint es vor allem geboten, bei der Behandlung dieser Frage strenge Tatsachen und Theorie auseinanderzuhalten.

Es ergibt sich zunächst aus den Untersuchungen im Bayum-kol-Tal, daß man hier von einer archaischen Formation oder von der Formation der kristallinen Schiefer nicht reden kann. Die Kalke und Schiefer von der hohen Kette des Khan-Tengri bis ins mittlere Bayum-kol-Tal hinab, sind durch Fossilfunde als paläozoisch bestimmt. Nur die schmale Zone von Schiefen zwischen dem Granitmassiv des mittleren Bayum-kol und dem nördlichen Crinoideendolomit ist unbestimmten Alters. Es ist also, wenn wir zunächst von diesen wenigen Schiefen absehen, sicher nachgewiesen, daß die in Rede stehenden Gesteine umgewandelte Sedimente und, zum geringen Teil, umgewandelte basische Eruptivgesteine sind.

Die Frage nach der Ursache ihrer kristallinen Umwandlung läßt sich für die Gesteine im obersten Bayum-kol-Tal leicht und mit absoluter Sicherheit beantworten: Es ist unzweifelhaft, daß es die kontaktmetamorphosierende Kraft des Granites war, welche die Gesteine in nächster Nähe des Granites in den jetzigen Zustand übergeführt hat. Ein Blick auf Profil II, III und X (S. 145) läßt dieses für die südlichsten Teile deutlich erkennen. Dort sieht man ja, wie der Granit selbst oder seine sauren Spaltungsprodukte in der mannigfaltigsten Weise in Kalke und Schiefer eindringen, überall ihre Spuren in der Neubildung oder Umkristallisierung der Mineralien zurücklassend. Das kann man verfolgen, soweit die Aufschlüsse reichen, so lange nicht ewiges Eis alles bedeckt. Die Profile geben natürlich nur die bedeutendsten Aplite. Daß die Aplite z. B. unter der Moräne der Furche des westlichen Bayum-kol-Gletschers das Gestein gleichsam durchschwärmen, sieht man auf den Profilen nicht.

Für die Gesteine am Nordrande des Granitmassivs im oberen Bayum-kol-Tal hat man nicht geringere Sicherheit für die umwandelnde Wirkung des Granites. Zwar sind hier die Aplite nicht so zahlreich, — wenn man nicht etwa die mächtige Apophyse von feinkörnigem Granit dazu rechnen will, — aber an ihre Stelle tritt eine andere Erscheinung: an den Granit schließen sich Hornfelse und Knotenschiefer an, welche man immer als typische Kontaktbildungen auffaßt. Und neben diesen treten auch Kalke auf, mit typischen Kontaktmineralien und endlich Quarzphyllite mit Turmalin. Bis hierhin also, etwa 1 km nördlich vom Granit und ebenso für die im Süden an den Granit angrenzenden Kalke und Schiefer ist die Kontaktmetamorphose Tatsache.