

Abhandlungen

der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften

Mathematisch-physikalische Klasse

XXV. Band, 8. Abhandlung

Aus den wissenschaftlichen Ergebnissen der
Merzbacherschen Tian-Schan-Expedition

Geologische Untersuchungen im Chalyktau, Temurlyktau, Dsungarischen Alatau (Tian-Schan)

von

Kurt Leuchs

Mit 8 Tafeln und 18 Textfiguren

München 1912

Verlag der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften
in Kommission des G. Franz'schen Verlags (J. Roth)

Abhandlungen
der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften
Mathematisch-physikalische Klasse
XXV. Band, 8. Abhandlung

Aus den wissenschaftlichen Ergebnissen der
Merzbacherschen Tian-Schan-Expedition

Geologische Untersuchungen
im Chalyktau, Temurlyktau, Dsungarischen Alatau
(Tian-Schan)

von

Kurt Leuchs

Mit 8 Tafeln und 18 Textfiguren

München 1912
Verlag der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften
in Kommission des G. Franz'schen Verlags (J. Roth)

Vorwort.

An der von Sr. K. H. Prinz Arnulf von Bayern mit Herrn Prof. Dr. Merzbacher 1907 unternommenen Expedition in den Tian-Schan nahm ich als Geologe teil. Es sollen nun in dieser Arbeit meine Beobachtungen und die sich daraus ergebenden Schlüsse mitgeteilt werden.

Ich halte es für richtig, bei der Ausarbeitung solcher Expeditionsergebnisse, soweit möglich, Tatsachen und Theorien voneinander zu trennen. Denn dem, der später in ein solches Gebiet kommt, ist es das wichtigste, aus den Arbeiten seiner Vorgänger ersehen zu können, was für Verhältnisse sie an einer bestimmten Stelle getroffen haben und nachprüfen zu können, ob die Verhältnisse tatsächlich so sind. Daher habe ich in dieser Arbeit der Routenbeschreibung eine verhältnismäßig große Ausdehnung gegeben.

Die in dem Abschnitt über die geologische Geschichte entwickelten Ansichten können, der Natur der Sache nach, keine endgiltigen sein. Das von mir bereiste Gebiet ist, im Vergleich zu der Gesamtausdehnung des Tian-Schan, nur klein und läßt über manche Fragen, wie z. B. die Ausdehnung der Angarasee oder die tertiäre Gebirgsbildung, nur unsichere Schlüsse zu. Es wäre verfehlt, sich hier unwiderruflich an eine bestimmte, einmal ausgesprochene Ansicht zu binden. Jede neue Expedition bringt neues Material, welches die bisherigen Ergebnisse erweitert und die daraus gezogenen Schlüsse bestätigt oder verwirft.

Es ist daher die im 3. Abschnitt ausgesprochene Ansicht von der Entstehung des Tian-Schan nur als das aufzufassen, was sie tatsächlich sein soll, ein Versuch der Erklärung und ein Ansporn zu weiterer Forschung.

Dem Leiter unserer Expedition, Herrn Prof. Dr. Gottfried Merzbacher, danke ich für die Unterstützung, welche er mir bei dieser Arbeit durch Mitteilung von Literatur und Überlassung von Photographien gewährte.

Vom Ilibecken durch das Talkytaal zum Sairamnor (dsungarischer Alatau).

(Taf. 2, Fig. 1; Taf. 3, Fig. 1, 2.)

Auf dieser kurzen, vor Beginn der eigentlichen Expedition unternommenen Tour ergab sich Gelegenheit, allerdings nur flüchtige Untersuchungen über den Bau dieses Teiles des dsungarischen Alatau zu machen. Im Hinblick darauf, daß auf der von Romanowssky und Muschetow herausgegebenen geologischen Karte dieses Gebietes¹⁾ verschiedenes anders dargestellt ist, als es nach meinen Aufzeichnungen der Fall zu sein scheint, dürfte es angezeigt sein, meine Untersuchungen zu veröffentlichen.

Drei Hauptgruppen beteiligen sich an dem Profil: Granit, Kalkstein, Ton- und Kieselschiefer. Von diesen ist der Granit das älteste Gestein. Es ist ein ziegelroter Biotitgranit von mittlerer Korngröße mit dunkelgrünem Biotit, farblosem Quarz, rötlichem Orthoklas und lichtgrünem Plagioklas, wird hie und da auch feiner körnig und nimmt durch hellere Färbung des Orthoklases graulichweiße Farbe an. An der Grenze gegen den Tonschiefer ist er mit Schwefelkies imprägniert. Gänge von dunkelgrünem und grauem Diorit durchsetzen den Granit an mehreren Stellen, besonders zahlreich beim untersten Piket, wo der Granit von Dioritgängen ganz durchschwärmt ist. Dieser Granit grenzt im S an Tonschiefer, im N an Kalk, hat aber an keinem dieser Gesteine irgend welche sichtbaren Einwirkungen hervorgerufen und ist somit älter als diese.

Der Kalkstein liegt nördlich vom Granit an bzw. über ihm. Es ist ein grauer, manchmal etwas kieseliger, bald heller, bald dunkler, auch brecciöser Kalkstein, in dem ich keine Fossilien gefunden habe. Ich möchte aber trotzdem diesen Kalk als unterkarbonisch bezeichnen und zwar aus folgenden Gründen. Bei dem auf große Entfernungen gleichbleibenden Bau des Tian-Schan wie überhaupt Zentralasiens und der weiten Verbreitung besonders des transgressiv über älteren Gesteinen, meist Graniten, liegenden unterkarbonischen Kalkes im Tian-Schan, sowie der Feststellung des unterkarbonischen Alters der Kalke des dsungarischen Alatau durch Muschetow dürfte es nicht zu gewagt erscheinen, wenn auch im Profil des Talkytales das Alter des Kalkes als unterkarbonisch angenommen wird. Der Kalk streicht ungefähr quer zum Tal, also WNW—OSO, ist gefaltet und die Schichten fallen nach verschiedenen Richtungen ein. In einiger Entfernung vom Granit fallen sie steil nach NNO, später steil nach SSW, noch später liegen sie flach und beim Piket Yr-tai fallen sie wieder nach NNO erst schwach, dann bald sehr steil. Aus diesen wenigen Beobachtungen, die ich über die Lagerung des Kalkes machen konnte, geht hervor, daß die Schichten bedeutende mechanische Störungen erfahren haben. Das zeigt sich auch an manchen Stellen durch starke Zerrüttung, brecciöse Partien und Rotfärbung.

Die Ton- und Kieselschiefergruppe besteht aus grauen, olivgrünen, roten und braunen Tonschiefern, z. T. griffelig zerfallend, blau- und grauschwarzen Kieselschiefern, sowie

¹⁾ Geologitschesskaja karta Turkestanskago kraja 1 : 1.260.000, 1886.

Breccien von Tonschiefermaterial mit Quarztrümmern. Die Schiefer bilden härtere und weichere Lagen, sind gefaltet, stärker noch als die Kalke und besonders intensiv zwischen dem 1. Piket und dem Talkypaß (Fig. 1). Ihr Streichen ist ebenfalls quer zum Tal, entsprechend der Hauptrichtung der Kämme. Diese Gesteine liegen bei b und d unzweifelhaft (s. Profil Fig. 1, Taf. 2) auf dem Kalk, bei b sind sie als tonige Kalkmergel mit Kalkspat- und Quarztrümmern und Sandsteine mit Kalkmergeln entwickelt und zeigen dadurch deutlich, daß sie transgressiv über dem Kalk abgelagert wurden. Diese Gruppe ist also jünger als der Kalk. Nach Analogie mit anderen Teilen des Tian-Schan müßte sie den Angaraschichten zuzurechnen sein. Ein schon von Muschetow und Romanowsski beschriebenes Vorkommen von Angaraschichten in geringer Entfernung vom Talkytal

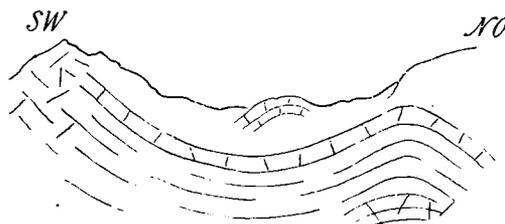


Fig. 1.

Faltung im Kieselschiefer der Angaraschichten oberhalb des 1. Pikets Yr-tai im Talkytal (dsungarischer Alatau).

ist das des kohlenführenden Hügellandes n. w. Kuldscha im Ilibecken. Braune und rote eisenschüssige Sandsteine mit Tongallen und Konglomerate, die hier anstehen, hält Muschetow nach den Funden von *Equisetum arenaceum* etc. für Rhät und die darüber liegenden Schiefertone und kalkigen Sandsteine, die Braunkohlenflöze einschließen und Reste von *Equisetum*, *Podozamites* etc. enthalten, für unteren Jura. Die rhätischen Schichten liegen, nach Muschetow, dikordant auf dem karbonischen Kalk. (Genaueres über diese Schichten auch bei Friederichsen, *Morphologie*¹⁾ etc. p. 100—103), Hier sei noch erwähnt, daß ich auch am Südrand des Ilibeckens, an den Nordabhängen des Temurlyktau, eine Serie von Angaraschichten gefunden habe, deren nähere Beschreibung in dem Profil durch den Temurlyktau gegeben wird. Daraus geht hervor, daß diese Schichten einst das ganze Becken des Iliflusses ausgefüllt haben und daß dieses Becken schon nach der Ablagerung des unterkarbonischen Kalkes, genauer der Stufe des *Productus giganteus* var. *edelburgensis*, also des obersten Unterkarbons, das ja auch im Temurlyktau vorhanden ist und dort die Wasserscheide bildet, annähernd in seiner heutigen Ausdehnung entstanden ist. Nach dem bisher Gesagten erscheint es mir sehr wahrscheinlich, daß die Schiefergruppe im Talkytal eine tiefere Abteilung der Angaraschichten repräsentiert als die Gesteine des Kohlengebirges n. w. Kuldscha, somit triadisches oder selbst permisches Alter besitzt.

Zu diesen drei Hauptgruppen von Gesteinen treten noch verschiedene untergeordnete Eruptivgesteine. Es wurde schon erwähnt, daß der Granit von Dioritgängen durchsetzt ist. Solche Dioritgänge finden sich auch außerhalb des Granits und zwar sowohl im Kalk als im Schiefer. Im Kalk ist beim 1. Piket Yr-tai ein Dioritgang aufgeschlossen, der von (s. Taf. 2, Fig. 1) einem grauen Camptonit von basaltischem Habitus begleitet wird. Der

¹⁾ Friederichsen, *Morphologie des Tiën-Schan*. Z. Ges. Erdk. Berlin, Bd. 34, 1899. Friederichsen, Beitrag zur Kenntnis vom Alter und Charakter der sog. Hanhaischichten Innerasiens. Pet. Mitt. 46, 22 und 23, 1900.

Tonschiefer ist nahe dem Austritt des Tales in die Ilibene von einem Dioritgang durchsetzt, der quer über das Tal streicht. Auf der südlichen Seite des Diorites findet sich eine Bank grauen Quarzites, stark gestört und steil stehend, ferner ist der Diorit begleitet von rotbraunem Porphyrit. Auch bei c ist ein Ausbruch dieses Porphyrites erfolgt, wie Porphyrit- und Kalkbreccien beweisen. Außerdem fand ich im Flußbett noch ein Stück einer grauen Hälleflinta, die im Oberlauf des Tales oder in einem der Seitentäler anstehen wird.

Außer diesen Gesteinen kommen noch junge Ablagerungen am Talkypaß und bis in einige Entfernung südlich des Passes vor, die für die Geschichte des Tales und des Sairamnorsees von Bedeutung sind. Ein Kalkkonglomerat besteht aus nur wenig gerundeten Bruchstücken von grauem Kalkstein, die durch ein kalkig-toniges braunes Bindemittel verkittet sind. In einem anderen Gestein, einer roten Breccie, treten die Kalkbrocken an Menge ziemlich zurück gegenüber solchen von grünem Tonschiefer, das ganze Gestein ist durch Infiltration mit eisenhaltigem Wasser kräftig gerötet. Eine zweite Breccie besteht fast nur aus Trümmern von grünem Tonschiefer mit starkem Zurücktreten der kalkigen Bestandteile, mit Lehmzwischenlagen und sehr lockerem Gefüge. Sie erweist sich dadurch als jüngste dieser Bildungen. Diese Breccien und Konglomerate sind unzweifelhafte Ablagerungen fließenden Wassers und ihre Trümmer sind, wie aus der wenig gerollten Form hervorgeht, nahe ihrer ursprünglichen Lagerstätte abgesetzt worden. Die kalkigen Bestandteile stammen aus dem Kalk des das Sairamnorbecken südlich begrenzenden Kammes, über den der Talkypaß führt, und die Tonschieferbrocken aus dem noch heute bis wenig unterhalb südlich des Passes reichenden Tonschiefer, der früher bis zum Paß und darüber nach N sich erstreckt haben mag. Das Ufer des Sees ist heute 600 m horizontal vom Paß entfernt und liegt etwa 100 m tiefer. Gegenwärtig abflußlos, muß der See früher einen Abfluß durch das Talkyktal zum Ili gehabt haben und demgemäß muß sein Spiegel mit dem Paß in gleicher Höhe gewesen sein. Es bieten sich nun zwei Möglichkeiten der Erklärung: entweder der See reichte bis zur heutigen Höhe des Passes oder der Paß war einst tiefer. Letzteres scheint mir wahrscheinlicher, denn die jungen Bildungen am Paß und südlich davon sind in ihrer Lagerung stark gestört, stehen z. T. senkrecht, z. T. fallen sie mit 40° nach N, streichen wenig östlich des Passes N 88 W und am Paß selbst N 40—55 W. Wenig südlich des Passes bilden sie einen NW—SO streichenden Sattel. Auch der Kalk des Kammes läßt die Spuren von Störungen an seiner brecciösen Beschaffenheit erkennen. Alles dies spricht dafür, daß durch Bodenbewegungen in junger Zeit der Kamm und mit ihm der Paß seine jetzige Höhenlage erhalten hat. Dadurch wurde der Abfluß des Sairamnor zum Ili aufgehoben und der See ist seitdem abflußlos. Der Zeitpunkt dieses Ereignisses läßt sich nicht angeben, sicher ist nur, daß er nicht sehr weit zurückliegt.

Wie aus dem Profil (Taf. 2, Fig. 1) ersichtlich, folgt unmittelbar auf den geschichteten Löß des Ilibeckens am Eingang in das Talkyktal Tonschiefer. Die gesamte mächtige Serie der Hanhaischichten, die weiter westlich in den Vorhöhen des dsungarischen Alatau so mächtig entwickelt ist und deren Vorhandensein dort durch Friederichsen¹⁾ vom Fluß Chorgos

¹⁾ Friederichsen, Forschungsreise in den zentralen Tiën-Schan und dsungarischen Alatau im Jahre 1902. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, Bd. 20, 1904.

bis zum Flusse Yssök in einer OW Erstreckung von 40 km und einer ungefähren Breite von 15 km festgestellt wurde, fehlt am Talkyrtal. Dagegen ist sie 15 km westlich im Tal des Urta-Aksu mächtig entwickelt. Bei dem Besuch der Pagode von Da-si-gu in einem Seitentälchen des Urta-Aksu hatte ich Gelegenheit, diese Ablagerungen einigermaßen kennen zu lernen. Vom Eintritt in das Urta-Aksutal ab befindet man sich im Bereich dieser Schichten. Es sind braungelbe Konglomerate, die aus verschiedenen dicken Bänken bestehen und schwach, 5–10°, S fallen. Die Grundmasse der Konglomerate ist braungelber sandiger Löß, die Komponenten sind dunkel- und hellgraue Kalke, olivgrüne Tonschiefer, roter und grüner Sandstein, rotbrauner Porphyrit, Biotitgranit mit rötlichem oder weißem Orthoklas, grauer Quarzit, lichtgrauer toniger Mergel und weißer Calcit, ferner finden sich, selten, Rollstücke eines älteren Konglomerates mit grüner Grundmasse, in welcher Trümmer von dunkelgrauem Kalk, grünem Sandstein und grauem Quarzit eingebettet sind. Die Korngröße der Konglomerate ist verschieden, bald gröber, bald feiner, hie und da kommen auch einzelne sehr große Blöcke, bis zu Kopfgröße, vor, auch Schichten aus unreinem Löß sind den Konglomeratbänken in wechselnder Dicke zwischengelagert, ebenso feiner toniger Mergel mit kleinen, manchmal nur kantengerundeten Geröllen. Im Mergel sieht man schwarze und braune Flecken, die wohl von organischer Substanz herrühren, im Konglomerat nahe der Grenze gegen eine Mergelschicht fand ich Stücke von brauner, torfähnlicher Masse.

Die einzelnen Schichten erstrecken sich nicht immer gleichmäßig durch die ganze Masse, es kommt vor, daß eine Konglomeratschicht plötzlich endigt und in ihrer Fortsetzung liegt Mergel, oder eine Konglomeratschicht wird in ihrem Korn immer feiner bis zu sandigem Löß, zugleich wird sie dünner und keilt schließlich ganz aus. Diese Verhältnisse lassen sich sehr gut bei der Pagode von Da-si-gu studieren, die in einer riesigen, durch das Ausbrechen von Gesteinsmassen aus der steilen Konglomeratwand entstandenen Höhle liegt. Auch sonst bilden die Hanhaischichten gern steile Wände, hauptsächlich durch die reichliche Beteiligung von mehr oder weniger reinem Löß und seine Neigung zu senkrechter Klüftung. Im Urta-Aksutal sah ich einige Erdpfunden aus den geröllreichen Schichten der rechten Talseite herausmodelliert.

Es erscheint mir zweifellos, daß die Hanhaischichten, die im Urta-Aksutal und seiner Umgebung eine NS Ausdehnung von mindestens 14 km haben (wie weit sie nach N sich fortsetzen, konnte nicht festgestellt werden), nach W sich ohne Unterbrechung bis zu denen im Tale des Chorgos an der chinesisch-russischen Grenze fortsetzen und demnach die Schichten mindestens auf eine Länge von 60 km am Südhang des dsungarischen Alatau eine etwa 15 km breite Zone bilden. Was die Bildungsweise dieser Schichten betrifft, so dürfte die Ansicht von der Entstehung in einzelnen abgeschlossenen Becken am meisten Anspruch auf Richtigkeit haben. Denn wie aus der Zusammensetzung der Konglomerate ersichtlich ist, stammen die Rollstücke nur von solchen Gesteinen, die in dieser Kette des dsungarischen Alatau anstehen, auch spricht ihre oft nur wenig gerundete Form gegen einen weiten Transport. Es wurden zu jener Zeit gewaltige Geröll- und Sandmassen von den umgebenden Gebirgen durch die Flüsse in die Becken verfrachtet und in ihren Randzonen abgelagert, während weiter gegen die Mitte an Korngröße geringere Sedimente abgesetzt wurden. Als solche können die Massen von geschichtetem Löß angesehen werden, die allenthalben im inneren Uibecken zusammen mit mehr oder weniger mächtigen Geröll-

lagen anstehen und besonders am rechten Ufer des Ili gut aufgeschlossen sind. Auch diese Bildungen sind an manchen Stellen disloziert, z. B. an einem Rücken nordwestlich Bayantö in der Nähe von Kuldscha. Dort liegt geschichteter Löß mit Geröllagen konkordant auf den kohlenführenden Angaraschichten und fällt zusammen mit diesen unter 40° nach O ein.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich folgendes: Das älteste Gestein ist der Granit, dessen Verfestigung abgeschlossen und dessen Decke bereits abgetragen war, bevor der Kalk abgesetzt wurde. Der Granit ist also sicher präkarbonisch. Über dieses alte Land dringt das Meer der Unterkarbonzeit transgredierend vor. Seine Absätze finden wir im Talkyktal und südlich des Ilibeckens im Temurlyktau. Nach dem Unterkarbon erfolgt Regression des Meeres, Land- und Gebirgsbildung. Bei dem neuerlichen Vordringen des Meeres gelangt es nicht mehr zu einer allgemeinen Überflutung, das Meer der Angarazeit bleibt auf die Becken und ihre Ränder beschränkt, an welchen es mehr oder weniger weit in die Gebirgsländer eindringt. Es ist möglich, daß im Gebiete des Talkyktales das Angarameer über die Talkykette nach N bis zum Sairamnor gereicht hat, wenigstens sprechen dafür die direkt südlich und wenig unterhalb des Talkypasses liegenden Komplexe von Angaraschichten. In die spätere Angarazeit fallen auch analog den Verhältnissen im nördlichen Temurlyktau, welche im nächsten Abschnitt besprochen werden, die Ergüsse von Porphyrit und Camptonit und das gangförmige Auftreten von Diorit. Am Ende des Mesozoikums oder erst im Tertiär verschwindet das Meer, weitere Gebiete werden trocken gelegt, das ganze Land wird gefaltet und stehendes Wasser kann sich nur im heutigen Ilibecken erhalten. Im Tertiär oder im Quartär verschwindet auch dieser letzte Rest der ehemals so ausgedehnten Wasserbedeckung.

Temurlyktau.

(Taf. 3, Fig. 3, 4.)

Südlich des Ilibeckens erstreckt sich der Temurlyktau in WSW—ONO Richtung, im W in Verbindung tretend mit dem transilensischen Alatau nördlich des Issykkul, im O mit dem östlichen Teil des zentralen Tian-Schan. Diese Vorkette trennt das Ilibecken im N von dem wesentlich kleineren des Tekes im S. Ich überschritt die Kette auf zwei Wegen, über den Aulietaschpaß und über den Satl-Kasanpaß. Von diesen Routen soll zunächst die erste besprochen werden.

Von Kuldscha nahe dem rechten Ufer des Ili bis nach Dschagistai, einem Dorf am Nordfuß des Temurlyktau, reitet man stets auf den Ablagerungen des alten Ilisees, geschichtetem Löß mit Geröllagen. In sie hat sich der Ili sein Bett bei Kuldscha 30 m tief eingerissen und man sieht dort gut die Beschaffenheit dieser Sedimente. Die Hauptmasse ist mehr oder weniger unreiner Löß von gelbbrauner Farbe, mit kleinen Steinchen durchsetzt. Zwischen den Lößlagen finden sich ganz unregelmäßig Lagen von Geröllen von verschiedener Korngröße, mit mehr oder weniger lössigem Bindemittel und Sand. An- und Abswellen der einzelnen Lagen, Auskeilen und Wiederaufsetzen sind ebenso häufig wie in den Hanhaischichten des dsungarischen Alatau am Nordrand des Ilibeckens. Nur an der rechten Seite ist ein Steilrand entstanden, an der linken Seite steigt, nach

Überschreiten des 3 km breiten Inundationsgebietes, der Boden ganz allmählich an bis zum Gebirgsfuß im S, nur einige 10—20 m hohe Terrassen mit abgeschrägten Rändern unterbrechen die gleichmäßige Neigung.

Bei Dschagistai in einer Höhe von 1200 m ist das Ende dieser Ablagerungen erreicht, hier unmittelbar am Fuß des Gebirges ist die Neigung des Gehänges steiler. Deutlich sind hier 3 Terrassen übereinander zu sehen. In die unterste hat der Dschagistaibach sich 15—20 m tief eingeschnitten und an den Steilrändern seines Bettes ist die Zusammensetzung der Schichten zu erkennen. Es sind im wesentlichen die gleichen Sedimente wie am Ili, nur ist Verschiedenheit darin zu beobachten, daß die Lössschichten an Zahl und Dicke bedeutend zurücktreten und daß fast nur noch Geröllagen, mit Lössmaterial gemischt, auftreten. Die Gerölle sind im allgemeinen etwas gröber als am Ili, entsprechend der geringeren Entfernung von der ursprünglichen Lagerstätte, das Bindemittel enthält mehr kalkige Bestandteile, die, in einzelnen Lagen angereichert und verhärtet, zur Bildung von festen Nagelfluhbänken Veranlassung gegeben haben, welche über die liegenden und hangenden lockeren Schichten herausragen. Die Schichten liegen horizontal oder fallen schwach N. Die 2. und 3. Terrasse folgen in Vertikalabständen von je 20 m. Diese Terrassen reichen bis einige km südlich Dschagistai. Hier ist der Rand des Ilibeckens und beginnt das Gebirge. Es ist nun nicht meine Absicht, Schritt für Schritt vorwärts gehend jede einzelne Gesteinsart und die Art ihrer Lagerung aufzuzählen. Ich werde vielmehr, soweit möglich, die mannigfaltigen Gesteine dieses Querschnittes durch den Temurlyktau zu natürlichen Gruppen zusammenfassen. Dabei ergibt sich Gelegenheit, die petrographische Beschaffenheit der Gesteine zu erläutern und daraus Schlüsse auf ihre chronologische Stellung zu ziehen. Es sei gleich vorweg bemerkt, daß hier, wie auch im ganzen übrigen untersuchten Gebiet, nur das Alter eines einzigen Horizontes durch Fossilfunde sicher bestimmt werden konnte, nämlich das des Kalkes als oberes Unterkarbon. Die Altersbestimmung aller anderen Gesteine kann, wenn überhaupt möglich, nur durch die Beobachtung ihrer Lagerung zum unterkarbonischen Kalk und durch Vergleich mit anderen, in dieser Beziehung etwas günstigeren Teilen des Tian-Schan erfolgen.

Es lassen sich drei große Zonen unterscheiden und zwar von N nach S:

- Zone der Angaraschichten,
- Zone von Porphyrit und unterkarbonischem Kalk,
- Zone des Granites.

Um chronologisch vorgehen zu können, beginne ich im Süden des Profils.

Wie im dsungarischen Alatau, so ist auch hier ein Granit das älteste Gestein. Er liegt auf der Südseite des Gebirges am Rand gegen das Tekesbecken. Petrographisch ist er dem Granit des Talkytales sehr ähnlich, ziegelrot mit rotem Orthoklas, lichtgrünem Plagioklas, farblosem Quarz und dunkelgrünem Biotit. Basische Ausscheidungen von dunkelgrüner Farbe sind im Granit nicht selten. Morphologisch hebt sich die Granitzone scharf von dem übrigen Gebirge ab. Sie bildet ein niedriges Hügelland mit rundlichen, breiten Kuppen, Anzeichen hohen Alters. Die Breite dieser Zone beträgt da, wo der Dschidschenbach sie in engem, vielfach gewundenem Laufe durchbricht, etwa 5 km. An ihrem Nordrand erstreckt sich orographisch links des Dschidschentalles eine flache Talung in WSW—ONO Richtung, die sich rechts des Dschidschen, allerdings viel weniger ausgeprägt, fortsetzt. Nördlich dieser Talung ist kein Granit mehr zu finden, es hat den

Anschein, als ob diese Furche ihre Entstehung einer Verwerfung verdanke, an welcher der Granit gehoben worden ist. Doch reichen meine Beobachtungen nicht aus, um diese Frage sicher zu beantworten.

Die nächste Zone hat eine Breite von 25 km und reicht nach N bis über den wasserscheidenden Kamm hinaus. Sie schwingt sich zu größerer Höhe empor, so daß die Gipfel 3000—3500 m erreichen, während der Südrand des Temurlyktau ungefähr 1800 m und der Nordrand etwa 1200 m hoch liegt. Die Zone wird gebildet aus zwei verschiedenen Gesteinen: Porphyrit und Kalk. Der Porphyrit bildet das Liegende und ist bis zum Südabhang des Berges Aulie-tasch als solches deutlich sichtbar an verschiedenen, voneinander getrennten Stellen. Sein Kontakt gegen den Granit konnte nicht sicher festgestellt werden, Schutt und Verwitterungsprodukte des Granits (roter Sandstein östlich des Dschidschental?) verhinderten dies. Wahrscheinlich sind Granit und Porphyrit durch eine steile Verwerfung voneinander getrennt.

Der Porphyrit hat rotbraune, schwach poröse Grundmasse, aus der sich Einsprenglinge von kurz leistenförmigen Plagioklasen von lichter Farbe und meist matter Beschaffenheit deutlich abheben. Manche Stücke zeigen daneben noch Einsprenglinge von dunkelgrünem Mineral. Stellenweise ist Calcit reichlich vorhanden. Grünsteinbildung findet sich hie und da. Im Dschidschental und einem rechten Seitental liegen an einigen Stellen Tuffe über dem Porphyrit. Nördlich vom Aulietaschpaß ist die oberste Bank des Porphyrites felsitisch. Der Porphyrit ist deutlich gebankt. Er ist älter als der Kalk, der im allgemeinen konkordant über ihm liegt und keine Spur einer metamorphosierenden Einwirkung des Porphyrites zeigt.

Gröber hat in seiner Arbeit: Karbon und Karbonfossilien des nördlichen und zentralen Tian-Schan¹⁾ p. 352 bereits ein Profil veröffentlicht, das ich im Chonochaital, richtiger im Dschidschental, in welches das Chonochaital 3 km nördlich der Stelle des Profils mündet, aufgenommen habe. Aus diesem Profil ist ersichtlich, daß der unterkarbonische Kalk konkordant über dem Porphyrit liegt und mit einer Oolithbank beginnt. Einige Handstücke von Kalk, welche auf der früheren Reise Merzbachers gesammelt wurden, enthalten Einschlüsse von Feldspat und Gröber schließt daraus, daß der Kalk nah über dem Porphyrit transgressiv abgesetzt wurde. Er fügt aber hinzu, daß dies für die Annahme einer Transgression kein zwingender Beweis ist, da ja unter dem Porphyrit wieder Unterkarbon liegen könne und der Porphyrit als submarine Decke in einem stationären Meer abgesetzt worden sein könne. Es ist mir nicht gelungen, Beweise für oder gegen diese Möglichkeit beizubringen, da im ganzen Gebiete der Porphyrit das Liegende bildet. Immerhin dürfte die Annahme, daß der Porphyrit an der Basis des Kalkes liegt, daß also unter dem Porphyrit kein unterkarbonischer Kalk mehr ansteht, und daß der Kalk transgressiv über dem Porphyrit abgesetzt wurde, größere Wahrscheinlichkeit haben. Am Aulietasch selbst führt der Weg, der westlich und südlich um den Berg herumzieht, durchaus im Kalk, aber es ist wahrscheinlich, daß auch hier Porphyrit die Unterlage bildet. Der Kalk hat, zusammen mit dem Porphyrit, vielfache Störungen seiner ursprünglichen Lagerung erfahren. Während er im mittleren Dschidschental horizontal liegt oder schwach nach N einfällt, biegen die Schichten talauf allmählich um und fallen zuletzt steil N. Im Dschidschental

¹⁾ Abh. d. Ak. d. Wiss. München, II. Kl., Bd. 24, 2. Abt., 339—384, 1909.

bildet der Kalk da, wo diese steil fallenden Schichten den Talboden erreichen, eine enge Schlucht. Die Schichten streichen hier N 85—90 O und fallen unter verschiedenen Winkeln, 30—50° N, wobei sie im einzelnen noch gefaltet und geknickt sind. Auch in dem schon erwähnten rechten Seitental ist eine Lagerungsstörung sichtbar, von der Prof. Merzbacher eine Aufnahme machte (Taf. 3, Fig. 3). Ich selbst habe dieses Tal nicht besucht. Nach Angabe Merzbachers wäre dort noch ein späterer Porphyritausbruch erfolgt, der den Karbonkalk durchbrochen hätte.

Auch der Porphyrit südlich dieser Schlucht, der in einiger Entfernung davon noch mit 15—25° S fällt, nimmt vor der Schlucht nördliches Fallen an, konkordant mit dem Kalk. Am oberen Ende der Schlucht zeigt sich eine kleine Partie Grünstein im Kalk, am Beginn der folgenden Talweitung steht Porphyrit an, dann folgt hellgrauer klotziger Kalk mit undeutlicher Schichtung und dann wieder Porphyrit, der nun auf eine längere Strecke im Talboden anstehend zu finden ist. In der sumpfigen Weitung, welche das Tal hier bildet (alter See), hat sich das Wasser bis auf den liegenden Porphyrit herab eingegraben, während die Seitenhänge aus Kalk gebildet sind.

Das folgende Talstück ist wieder eng und liegt ganz im Kalk, der von einem Basaltgang durchbrochen ist. Darauf kommt wieder Porphyrit zu Tage, der sich beträchtlich in die Höhe hebt und noch bis wenig unterhalb des Passes ansteht.

So sieht man auf dieser Strecke immer wieder den liegenden Porphyrit zu Tage treten und nur da, wo durch ihre petrographische Beschaffenheit oder durch die Art ihrer Lagerung widerstandsfähigere Schichten des Kalkes im Tal anstehen, haben sie der Erosion Widerstand leisten können. Auch am Paß selbst ist der Kalk bis auf eine wenig mächtige Lage herab weggeschafft und wenig nördlich des Passes verschwindet er in dem Tälchen, das vom Paß herabzieht, ganz und macht dem Porphyrit Platz. Am Aulietaschberg dagegen ist der Kalk wieder mächtig entwickelt, das ganze Massiv dieses gewaltigen Berges besteht aus Kalk und der Porphyrit liegt erst unterhalb des Weges, der westlich um den Berg herumzieht.

Zu erwähnen sind noch einige Gesteine, die im Dschidschen- bzw. Chonoçhaital gefunden wurden. Mitten im Porphyrit liegt eine kleine Partie eines harten, rotbraunen Sandsteins von mittlerem Korn und daneben ein Konglomerat mit viel Kalktrümmern.

Weiter oben durchbricht der schon erwähnte graue Basalt (Camptonit) den Kalk. Nördlich vom Eruptiv liegt eine Bank dunkelgrauen Kalkes, südlich dagegen auf eine Erstreckung von 40 m ein Kalkkonglomerat, das meist aus Kalkbrocken und nur aus wenigen Trümmern von Camptonit besteht und wohl besser als Tuff zu bezeichnen wäre. In dem Konglomerat befindet sich eine Kalkbank, die auf der rechten Bachseite schiefbrig ausgebildet ist und Brachiopodenreste und kohlige Partien enthält, links des Baches dagegen ist der Kalk hart und bankig abgesondert. Direkt am Kontakt mit dem Camptonit ist das Konglomerat gerötet.

Von diesen Vorkommnissen ist das zweite leicht erklärt. Es hat an dieser Stelle ein Durchbruch von Camptonit stattgefunden, der angrenzende Kalk ist dabei größtenteils zertrümmert worden, andere Kalkbänke haben sich widerstandsfähiger erwiesen, so daß selbst Fossilreste in ihnen erhalten blieben. Das Alter dieses Basaltes ist postunterkarbonisch. Vielleicht ist auch das andere Vorkommen durch einen Basaltgang zu erklären, der den Porphyrit ebenso durchbrochen hat wie weiter oben der Basalt den Kalk.

Am Aulietaschpaß endlich sah ich eine kleine Partie grünen, schiefrigen Gesteins, senkrecht stehend, das zu untersuchen wegen des während der Paßüberschreitung herrschenden starken Schneetreibens mir jedoch nicht möglich war. Der Schneefall verhinderte überhaupt eine genauere Untersuchung der ganzen Strecke vom Aulietaschberge bis herab ins Chonochaital, so daß eine spätere Untersuchung bei günstigeren Verhältnissen sicher noch manche wertvolle Beobachtung über den Bau dieses Gebietes bringen wird.

Das höhere Glied der Mittelzone, der Kalkstein, ist im Dschidschen- und Chonochaital mächtig entwickelt. In dem schon erwähnten Profil hat er eine Mächtigkeit von ungefähr 550 m, womit jedoch die obere Grenze des Kalkes nicht erreicht ist. Es sei kurz wiederholt, was ich Gröber brieflich darüber mitgeteilt habe und von ihm in der erwähnten Arbeit (s. o.) veröffentlicht worden ist. Der Kalk beginnt mit einer Oolithbank, darüber liegen etwa 450 m dunkelgrauer Kalk mit den bezeichnenden Fossilien des oberen Unterkarbons (Stufe des *Productus giganteus*) und über diesem etwa 100 m hellgrauer klotziger Kalk mit kleinformatiger Fauna, der nach den Bestimmungen Gröbers der gleichen Stufe angehört. Dieser unterkarbonische Kalk bildet auf der ganzen 25 km langen Strecke vom mittleren Dschidschental bis zum Aulietaschberg das Hangende des Porphyrites und liegt, nach dem früher Gesagten, transgressiv über diesem.

Der Kalk des Aulietasch ist einigermaßen von dem im Dschidschen- und Chonochaital verschieden. Er wittert meist rot an, ähnlich Dolomitenbergen, doch finden sich auch beträchtliche Partien von dunkelgrauer und, in den höheren Lagen, hellgrauer Farbe. Der rote Kalk ist allgemein dickbankiger als der graue, der manchmal ganz dünnbankig wird. Fossilien fand ich nur im grauen Kalk: *Productus giganteus* var. *edelburgensis* Martin, *Spirifer lineatus* Martin, *Athyris Royssii* l'Eveillé, *Productus longispinus* Sowerby, *Phillipsia* sp., *Lithostrotion* sp., unbestimmbare *Productus*- und andere *Brachiopoden*-reste, Korallen und *Crinoideen*. Streichen der Schichten N 80—85 W, Fallen 30—40° N, direkt südlich Koktalpaß am Nordfuß des Aulietasch 60° N. Am Südfuß des Berges ist ein Gebiet starker Störungen, die Schichten fallen stellenweise 30—40° S.

Der steile Nordabsturz des Aulietasch bildet zugleich die Nordgrenze des Kalkes, die am Fuß des Aulietasch in W-O Richtung verläuft bis zum Dschagistaibach. Hier biegt sie nach NO um und zieht in dieser Richtung weiter am Fuß eines Bergrückens entlang, dessen Schichten gefaltet sind und an einer Stelle eine Flexur bilden, quert den Koschutekbach und wendet sich dann wieder nach O, parallel dem Gebirgsrand. Diese Nordgrenze der Kalkzone dürfte ein Gebiet starker Störung sein. Steile bis senkrechte Verwerfungen (s. Fig. 2 und 3) scheinen das plötzliche, schroff abbrechende Ende der Kalkzone verursacht zu haben.

An der Nordgrenze des Kalksteins beginnt die letzte Zone des Profils, die der Angarashichten. Es ist eine bunte Serie von Gesteinen, die unter diesem Namen zusammengefaßt werden. Die Route von Dschagistai bis Koktal am Nordfuß des Aulietasch quert sie in einer Breite von etwa 12 km und es ergibt sich auf dieser Strecke Gelegenheit, die wichtigsten Glieder der Serie und ihre Beteiligung an der Zusammensetzung des Komplexes zu untersuchen. Die Sedimente dieser Gruppe sind weitaus vorwiegend Sandsteine. Es sind meist rote Quarzsandsteine in verschiedenen Tönen, daneben auch gelblich weiße, fein- bis mittelkörnig. Rote Arkosensandsteine und Arkosen finden sich an einigen Stellen, besonders bei Koktal.

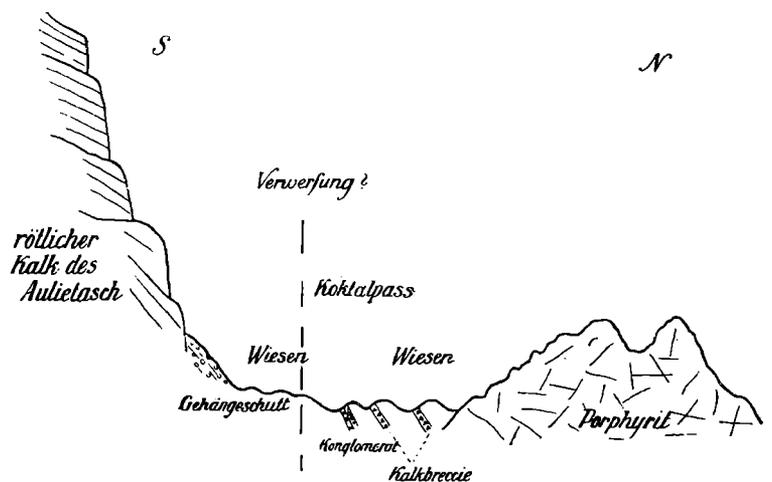


Fig. 2.

Koktalpaß von O. Grenze zwischen unterkarbonischem Kalk und Porphyrit der Angarazone (Temurlyktau).

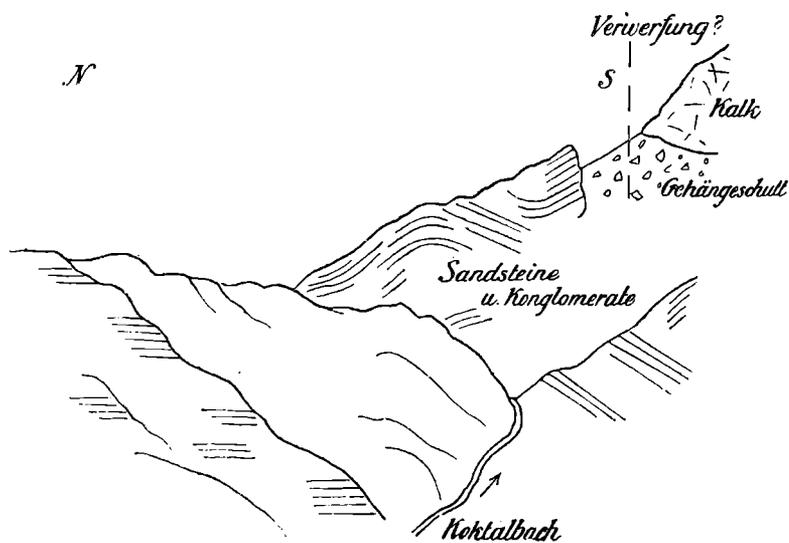


Fig. 3.

Blick von der Höhe westlich Koktal auf den Talriegel und den von der Kalkkette herabziehenden Rücken, Anlagerung der Angarasandsteine an den Kalk des Unterkarbons (Temurlyktau).

In viel geringerem Masse sind grüne Tonmergel und Tonschiefer vertreten, an einer einzigen Stelle sah ich grauen Kalkstein, etwa 40 m mächtig, 60° S fallend. Zu diesen Sedimenten treten nun noch Eruptivgesteine und von diesen hat ein rotbrauner Porphyrit die größte Verbreitung. Er ist in der Farbe ganz ähnlich dem Porphyrit südlich des Aulietasch, unterscheidet sich aber von ihm durch die isometrische Ausbildung der Plagioklaseinsprenglinge, die bei dem südlichen Porphyrit leistenförmig sind. Ein weiterer Unterschied ist in der häufigen Ausbildung von Grünsteinporphyrit und Grünsteinen gegeben, die bei dem anderen nur ganz spärlich auftreten. Selten findet sich ein dunkelgrünes, dioritartiges Gestein, an einer Stelle ist es beiderseits begrenzt von rötlichem und grünem Quarzit. Dunkelblaugrauer Basalt mit massenhaften grünen Flecken von Olivin tritt wenig südlich Dschagistai zu Tage, wo er tonigen Sandstein durchbrochen und gefrittet hat. Ähnlicher gefritteter Sandstein fand sich bei Koktal. Auch der Porphyrit hat intensive Einwirkung auf die Sedimente ausgeübt. So findet man öfters Breccien und Konglomerate mit Trümmern von Kalkstein, Tonschiefer, Quarz und Porphyrit, an einer Stelle sah ich einen 50 cm breiten Gang von Grünsteinporphyr und beiderseits Breccie mit Kalk-, Quarz- und Porphyrittrümmern, an einer andern Stelle ist Tonschiefer von Porphyrit gänzlich zertrümmert worden, stark gerötet und die Risse sind jetzt mit Kalkspat ausgefüllt. Öfters liegen über dem Porphyrit grobe Konglomerate (Tuffe) mit Porphyrittrümmern, der Porphyrit selbst ist manchmal fluidal entwickelt und schließt Trümmer der Nebengesteine ein. Mit der Annäherung an die Kalkzone nehmen die Kalktrümmer in den Konglomeraten an Masse zu und am Koktalpaß liegen zwischen dem Kalk des Aulietasch im S und dem Porphyrit im N des Passes Konglomerate und Breccien, die nur aus Trümmern von Kalk und Porphyrit bestehen (Fig. 2). Deutlich ist hier zu sehen, daß der Porphyrit jünger ist als der Kalk und daß der Kalk bereits trocken gelegt war, als die Porphyritergüsse erfolgten. Das beweist auch ein Durchbruch von Porphyrit durch den Kalk am nordwestlichen Hange des Aulietasch. Eine kleine Masse Grünsteinporphyr liegt hier mitten im Kalk, deren Durchbruch zur Bildung von Porphyrit- und Kalkbreccien Veranlassung gegeben hat, von welchen ich 50 m entfernt Stücke fand. Auch grüner Tonschiefer findet sich hier, woraus hervorgeht, daß die Angaraschichten oder wenigstens einzelne Glieder der Angaraschichten auch südlich der Nordgrenze des Kalkes, vielleicht in Buchten des Kalkfestlandes, abgesetzt wurden.

Die Sandsteine liegen an vielen Stellen horizontal, an anderen aber sind sie aufgerichtet und gefaltet. Von dem Hang westlich oberhalb Koktal hat man einen instruktiven Blick auf einen Teil der Sandstein- und Konglomeratzone mit ihren verschieden einfallenden Schichten. Deutlich sieht man hier auch, wie sich die Sandsteine an den Kalk im O anlehnen und von ihm weg nach N einfallen (Fig. 3).

Aus diesen Beobachtungen ergeben sich nun folgende Schlüsse über die geologische Geschichte dieses Gebietes:

Im Süden sehen wir ein altes, wahrscheinlich präkarbonisches Land (Granit), darüber oder nördlich davon breiten sich Porphyritdecken mit Tuffen aus, welche jünger sind als der Granit. Nach dieser Eruptionsperiode erfolgt die große Transgression des Meeres des oberen Unterkarbons, die mächtigen Kalkmassen der mittleren Zone des Profils gelangen zum Absatz. Nach dem Unterkarbon zieht sich das Meer rasch zurück, das Gebiet wird trocken gelegt, Kalk und Porphyrit werden bis zu großer Höhe aufgetürmt, zugleich

durch Verwerfungen am S- und N-Rand scharf von ihrer Umgebung geschieden. Von da ab bleibt die Kalkzone frei von Meeresbedeckung, ebenso die Granitzone. Nördlich dieses Gebirgslandes entsteht das Angarameer, entweder als im Ilibecken abgetrennter Rest des großen Meeres der Unterkarbonzeit oder nach vorübergehender Trockenlegung des Beckens durch die Wasser der einmündenden Flüsse neu gebildeter See. Seine Sedimente sind im Temurlyktau vorwiegend klastische Gesteine, die ihr Material aus dem Gebirge im S erhalten. In diese Zeit fallen bedeutende Ergüsse von Porphyrit, der den Sandstein durchbricht und am Kontakt mit dem Kalk im Süden diesen zertrümmert. Tonschiefer, die im dsungarischen Alatau zusammen mit Kieselschiefern nahezu die einzigen Sedimente dieser Gruppe sind, fehlen hier im Temurlyktau fast ganz, als neues Element tritt eine 40 m mächtige Kalkbank hinzu. Die Porphyritergüsse sind analog denen im Talkytal, ebenso die späteren Durchbrüche von Basalt und die Dioritgänge, die auf Granit in der Tiefe schließen lassen, aus dessen Aufarbeitung dann die Arkosen bei Koktal entstanden wären.

Bei dem vollständigen Mangel an Versteinerungen in den Angaraschichten dieses Gebietes ist eine genaue Feststellung des Alters unmöglich, wahrscheinlich dagegen ist, daß sie in ihrer Gesamtheit vom Perm bis zum Ende des Mesozoikums reichen.

Im Tertiär erfolgt eine weitere Landbildung, die Angarasee wird trocken gelegt, das ganze Land gefaltet, aber ein kleiner See, — klein im Vergleich zu der Ausdehnung der Angarasee, — bleibt doch noch zurück und füllt das heutige Ilibecken, und ebenso wohl auch das Tekesbecken, aus. Von den Gebirgen aus erfolgt durch die Gewässer, welche mit starkem Gefäll den Becken zufließen, bedeutender Transport von Gesteinsmaterial, und die mächtigen Gobisedimente, welche den Boden des Beckens bedecken und an seinen Rändern, besonders am Südhang des dsungarischen Alatau, kilometerweit aufgeschlossen sind, bezeugen die allmähliche Ausfüllung des Sees, der im späteren Tertiär oder im Quartär ganz verschwindet.

Zu den auf dem Wege über den Aulietaspaß gemachten Beobachtungen sollen noch einige gefügt werden, die ich auf dem Rückwege nach Kuldscha Ende November, allerdings bei vollständig winterlichen Verhältnissen, gesammelt habe. Die Route ging über die Pässe Sumbe und Satl-Kasan, 30 km westlich des Aulietaschpasses. Nach Passieren einer Hügelzone aus Konglomeraten und Schottern, Ablagerungen des alten Tekessees, beginnt dort das eigentliche Gebirge in einer Höhe von etwa 1800 m mit ziegelrotem Biotitgranit, mit Neigung zu porphyrischer Ausbildung und Diabaspartien. Absonderung unregelmäßig dickbankig. Dieser Granit scheint in dem ganzen Gebiete vom Südrand über den Paß Sumbe bis Oü-Karagai das einzige anstehende Gestein zu bilden, wobei allerdings bemerkt werden muß, daß die letzten 4 oder 5 Stunden des Weges bereits in völliger Dunkelheit zurückgelegt wurden. Der Aul Oü-Karagai steht in einem hochgelegenen Becken, welches allseits von wenig höheren Bergkämmen eingeschlossen ist. Im Becken selbst liegen nicht sehr mächtige Schottermassen, die von den Seiten gegen die Mitte zu sich neigende Terrassen bilden. Auch dieses Becken war früher, wie so viele im Tian-Schan, von einem See erfüllt. Es scheint durchaus im Granit ausgefurcht zu sein, denn soweit es zu sehen war, bestehen die umgebenden Höhen aus Granit und da, wo der das Becken heute zum Kasanfluß entwässernde Bach die feste Unterlage entblößt hat, ist immer nur Granit angeschnitten.

Aus diesem Becken führt der Weg nach O, erst dem Bach folgend, dann, wo dieser

in eine Schlucht eintritt, nach links über die hier niedrige Umrandung des Beckens und hinab zu einem N-S ziehenden Seitental des Kasan. Hier steht roter Quarzporphyr an, der nach O mindestens bis zum Kasantal reicht, welches über einen trennenden Rücken erreicht wird. Eine kurze Schlucht vermittelt hier den Zugang (nach N) zu einem kleinen Becken. An dessen oberem Ende liegt grauer Kalk mit Fossilien. Es sind große Produkten (*giganteus?*), andere Brachiopoden, Korallen und Crinoideen. Die Schichten stehen senkrecht und streichen quer zum Tal, OSO—WNW. Der Bach kommt aus einer Schlucht, die in diesen Kalk in einer Länge von etwa 1500 m eingeschnitten ist. Auf dieser ganzen Strecke stehen die Schichten senkrecht oder fallen steil S, so daß es scheint, als ob tektonische Störungen diese Mächtigkeit des Kalkes hervorgebracht hätten. Dann wird das Tal wieder breiter, die Hänge sind schwächer geneigt und das anstehende bildet wieder der rote Granit, der bis zum Paß Satl-Kasan hinaufreicht. Auf der Höhe bildet er schöne Wollsackformen (Taf. 3, Fig. 4).

Auch die Nordseite des Gebirges wird von dem Granit gebildet, der, stellenweise von Diabaspartien durchsetzt, das einzige anstehende Gestein ist, bis zum Nordfuß der Kette. Dem eigentlichen Gebirge ist noch eine ungefähr 10 km breite Zone niedriger Hügel vorgelagert. Sie bestehen aus rotbraunem Porphyrit und Porphyrituff, in horizontalen Lagen abgesetzt. Vor der Stadt Kaldschat (1200 m) ist das Ende dieser Zone erreicht, es folgt nun der geschichtete, geröllführende Löß des Ilbeckens, in der gleichen Ausbildung, wie er von Dschagistai beschrieben wurde.

So zeigt sich in diesem Teil des Temurlyktau ein ziemlich einfacher Bau. Er besteht fast nur aus Granit, der im oberen Kasantal von einer effusiven Facies, dem Quarzporphyr, überdeckt ist. Auf diesem und später direkt auf dem Granit liegt dann, wahrscheinlich transgressiv, der Kalk mit den Fossilien, der wohl der gleichen Stufe angehört wie der im Chonochai- und Dschidschental. Nördlich des Granits liegt noch eine Zone von Porphyrit, die den Porphyriten nördlich des Aulietasch gleichgestellt werden muß.

Chalyktau.

Die bisher geschilderten Strecken sind von unserer Expedition nur ganz flüchtig (Talkyital), oder nur als Hin- und Rückweg zu und von dem eigentlichen Arbeitsgebiet (Temurlyktau) durchreist worden. Es blieb mir daher nichts übrig, als mich streng an die Route haltend, das auf ihr Gesehene aneinander zu reihen und, soweit möglich, in logische Verbindung zu bringen.

Anders liegen nun die Verhältnisse in dem Gebiet, dem unsere Haupttätigkeit galt. Es ist dies der Hauptkamm des Tian-Schan vom großen Musarttal im W bis zum Quellgebiete des Koku im O mit einer Länge von 200 km. Die Untersuchungen erstrecken sich auf die gesamte Nordabdachung vom wasserscheidenden Kamme des Chalyktau (so heißt dieser Teil des Tian-Schan) bis zur Tekesebene. Dieses Gebiet wurde in den drei Haupttälern des Koku, des Agias und des großen Musart durchreist und es gelang dabei, teils in den Haupt-, teils in bedeutenden Seitentälern mehrere Male bis zum Hauptkamm vorzudringen. Auf diese Weise ist es mir möglich geworden, eine Anzahl von Querprofilen durch die Nordseite des östlichen zentralen Tian-Schan aufzunehmen und durch deren Kombination zu einer Vorstellung von dem Bau dieses Gebietes zu gelangen, deren karto-

graphische Darstellung auf Tafel 1 sich findet. Es ist selbstverständlich, daß diese Skizze nicht allen Teilen des Gebietes gerecht werden kann und daß spätere Forschungen manches anders erweisen werden.

Ich werde im folgenden die in den einzelnen Tälern gemachten Beobachtungen bringen, wobei jedesmal am Nordrand des Chalyktau begonnen und stromaufwärts vorgegangen werden soll, bis zum Hauptkamm im S. Es sei gleich hier bemerkt, daß der geologische Bau dieses großen Gebietes im allgemeinen überall der gleiche ist und sich eng an das westlich anstoßende, von Keidel bereiste und beschriebene Gebiet des Khan Tengri und seiner weiteren Umgebung nach W anschließt. Eine Zusammenfassung der auf den einzelnen Routen gewonnenen Anschauungen über die Geologie des bereisten Gebietes wird am Schlusse gegeben werden.

Im beginne im O mit dem Flußgebiet des Koku.

Kokugebiet.

Von den Flüssen, welche die Nordseite des Chalyktau entwässern, ist der Koku nach Wassermenge, Länge des Laufes und Größe des Flußgebietes der bedeutendste. Er entspringt im O an der Wasserscheide gegen das große Yuldustal und fließt, nachdem er durch Zuflüsse rasch ansehnliche Größe erreicht hat, in westsüdwestlicher, später in westlicher Richtung im Längstal etwa 100 km weit. Auf dieser Strecke erhält er bedeutende Zuflüsse, besonders links vom reichvergletscherten Hauptkamm des Chalyktau. Das Tal ist, vor allem in der unteren Hälfte, meist eng und schluchtartig. Noch mehr gilt dies für das zweite Stück des Laufes des Koku, in dem er rechtwinklig zum bisherigen Verlauf im Quertal die O-W verlaufenden Ketten durchbricht bis zum Rande des Gebirges. In dem breiten Tekestal mündet der Koku in den Tekes, der die Gewässer des ganzen Nordabfalles des Chalyktau aufnimmt und dem Ili zuführt.

Die Länge des Kokuquerlaufes beträgt 60 km. Der auf große Strecken schluchtartige Charakter des Tales, Quer- und Längstal, erschwert die Bereisung sehr. Große Strecken des unteren und mittleren Tales sind gar nicht gangbar und man muß, um in das obere Koksutal zu gelangen, aus dem untersten durch Seitentäler und über mehrere Pässe ziehen, um so die unwegsamen Partien zu umgehen.

Unteres Kokugebiet und Attuintau.

In seinem Unterlauf durchbricht der Koku eine breite Kalkzone. Beim Eintritt in das Koksutal, vom Tekestal aus, ist der Kalk gut aufgeschlossen. Er zeigt zunächst keine Schichtung, ist dunkelgrau und enthält schlechte Reste von Fossilien: Brachiopoden, Crinoideenstielglieder, Fenestella. Auf der rechten Flußseite ist ein Basaltausbruch erfolgt: Bomben von dunkelgrauem Basalt vom Typus eines Camptonits, petrographisch sehr ähnlich dem Basalt aus dem südlichen Temurlyktau, sind in den Kalk eingebettet sowie in dunkle graue bis grüne, harte Gesteine, die als Tuffe des Basalts betrachtet werden müssen. Sie liegen weiter oben im Tal, wo der Kalk geschichtet ist, konkordant mit und zwischen den Kalkschichten. Der Kalk ist am Kontakt metamorphosiert, er ist mit grünem Material aus den Tuffen imprägniert, stark zerrüttet, zum Teil gerötet, schiefrig und wird mit zunehmender Entfernung bankig, zugleich dunkler bis schwarzgrau. Dort, wo der Kalk

geschichtet ist, sieht man, daß er zusammen mit den Tuffen gefaltet ist. Beide streichen hier N 35 O und fallen mit 40° N, weiter nach S legen sie sich flacher, ebenso wie der Kalk auf der linken Seite des Flusses, der weiter nördlich bei gleichem Streichen mit 80° N fällt. Der tangentielle Druck, dem der Kalk hier ausgesetzt war, war ziemlich groß, das beweist eine stark gefaltete und zerrüttete Partie auf der rechten Flußseite. Neben Falten treten auch Verwerfungen auf, so ist der mit 45° S fallende Kalk der rechten Seite unter der Mündung des Kapsaljantales durch eine steile Verwerfung von dem nördlich folgenden getrennt und streicht N 85 O. Jenseits, also südlich der Mündung des Kapsaljantales, sieht man zu beiden Seiten des Koksus den Kalk, links horizontal liegend, rechts ohne erkennbare Schichtung. Nach Süden reicht der Kalk bis zum Nordende des großen Beckens im Koksualtal und es hat somit die Kalkzone hier eine Breite von 15—17 km. Diese große Ausdehnung kommt dadurch zu stande, daß der Kalk, von kleineren Störungen abgesehen, wie ich schon einige vom untersten Talabschnitt erwähnt habe und wie sie auch weiter oben an mehreren Stellen zu sehen sind, im großen und ganzen horizontal liegt und hier, am Rande des Gebirges in seiner Gesamtheit nur geringen Zusammenschub erfahren hat.

Wie weit sich der Kalk südlich des Tekes nach W fortsetzt, ist nicht festzustellen, da hier die mächtigen Ablagerungen des alten Tekessees das anstehende Gestein verhüllen. Diese alten Seeablagerungen sind im Tekesbecken an verschiedenen Stellen erhalten geblieben. Auch im unteren Koksualtal sind sie anzutreffen. Der Kalk, den der Koksus durchbricht, ist hier in geringer Höhe über dem heutigen Flußniveau abradiert. An der Mündung des Kapsaljantales beträgt die Höhe der Abrasionsfläche über dem Koksus etwa 20 m, weiter talauf wird der Höhenunterschied etwas größer. Auf der Abrasionsfläche liegen mächtige Geröllmassen, Ablagerungen eines großen Sees, der in früherer Zeit das ganze breite Tekestal ausfüllte. In seinem Unterlauf ist das Kapsaljantal, welches von rechts in den Koksus mündet, mit Schotter erfüllt. Die Gerölle dieses Schotters sind alle wenig gerundet, meist nur kantengerundet, und stammen alle von Gesteinen, welche im Kapsaljantal selbst anstehen, also von Kalken, Porphyriten, Quarziten. Teilweise sind die Schotter konglomeriert. Besonders gut ist dies und ihre Zusammensetzung an dem rechten Hang des untersten Kapsaljantales zu sehen. Es kommen hier zwischen den geröllreichen härteren Bänken auch weichere vor mit sehr wenig und kleinen Geröllen und viel lössigem Bindemittel.

Auf diesen nahezu horizontal liegenden Kapsaljanschottern liegen nun erst die Tekeschotter konkordant. Sie beginnen mit einer 3 m dicken, harten Nagelfluhbank, welche infolge ihrer größeren Festigkeit über die liegenden Schotterbänke vorragt. Über dieser Bank kommen noch weitere, lockere Lagen von Schotter. Diese Tekeschotter unterscheiden sich von den Kapsaljanschottern dadurch, daß die Gerölle alle viel größer und stärker gerundet sind und aus Gesteinen des Koksutales (Granite etc.) bestehen, welche im Kapsaljantal und daher auch in den Kapsaljanschottern nicht vorkommen. Das Zement tritt an Masse sehr zurück. Wir sehen also hier über dem abradierten Kalkgebirge die Schotter eines Flächens (Kapsaljan), die keinen weiten Transport erfahren haben und daher nur geringe Rundung aufweisen, überdeckt von den von weiterher transportierten Schottern eines größeren Flusses (Koksus). Der Absatz der beiden Schotter erfolgte in einer Zeit, in der das Tekestal von einem See erfüllt war, dessen Spiegel mindestens so hoch lag als die Oberfläche der Schotter, also mindestens 40 m über dem heutigen Koksus. Änderungen

in der Wasser- und damit in der Geröllmenge oder eine Verlegung des Einflusses des Koku in den Tekessee mögen die Überlagerung der Kapsaljanschotter verursacht haben.

Kehren wir wieder zu der Besprechung der Kalkzone zurück! Es wurde schon erwähnt, daß ihre Fortsetzung nach W, südlich des Tekes, durch die Absätze des alten Tekesees verhüllt wird. Daß sie sich tatsächlich nach W fortsetzt, sieht man am Steilrand, den die Seeterrasse gegen das heutige Tekestal bildet. Hier ist an einigen Stellen die Unterlage der Schotter entblößt und man sieht Kalk anstehen.

Nördlich des Tekes dagegen setzt sich die Kalkzone als geschlossene Masse fort im Attuintau, einem niedrigen kleinen Gebirgslande, welches sich ziemlich isoliert aus der Tekesebene erhebt. Der Kalk hat hier an einer Stelle am Rand gegen den Tekes, in einer kleinen Schlucht, Fossilien geliefert, aus denen hervorgeht, daß der Kalk der im Tian-Schän weit verbreiteten Stufe des *Productus giganteus*, also dem oberen Unterkarbon, angehört. Es wurden gefunden: *Productus giganteus mut. edelburgensis*, *Productus striatus*, *Cyathaxonia dissimilis* und unbestimmbare *Productus*reste. Die Fossilien sind verkieselt, aber schlecht erhalten, da sie meist zerbrochen sind. Der Kalk ist braun, geschichtet, Streichen W-O, steil S fallend. In einiger Entfernung von dem Fossilfundplatz fällt er schwach N und dies scheint die Hauptmasse des Kalkes zu tun, denn am Westende des Attuintau ist überall, wo der Kalk Schichtung zeigt, bei ungefährem W-O Streichen schwaches Einfallen nach N zu sehen. Der Kalk führt außer den verkieselten Fossilien auch Hornsteinkonkretionen und ist meist braun oder grau bis weiß, lokal aber auch rot gefärbt. Diese rote Färbung, zusammen mit stellenweise auftretender Zertrümmerung und Breccienbildung, ist durch Porphyrit hervorgebracht. Es ist nämlich die ganze Kalkzone, nicht nur im Attuintau und Koksutal, sondern auch am Südrand des Tekestales und in der Fortsetzung nach O im Kapsaljantal und auf dem Karabulaksyrt begleitet und durchbrochen von Porphyritergüssen. Sie haben den Kalk zertrümmert, gerötet, disloziert, marmorisiert und stellenweise, so im Koksutal, dolomitisiert. Besonders auf der Südseite des Attuintau ist die Verbindung des Kalkes mit dem Porphyrit und die Einwirkung des Porphyrites auf den Kalk prächtig zu sehen. Man trifft hier ganz regellosen Wechsel von Kalk und Porphyrit, der auf der Höhe des Attuintau, die ganz aus Porphyrit besteht, säulenförmig abgesondert ist, ferner einzelne mitgerissene Schollen von Kalk im Porphyrit schwimmend, an anderen Stellen wieder Eindringen des Porphyrites zwischen die Kalkschichten und dadurch Vortäuschung von Wechsellagerung, während doch in Wirklichkeit der Porphyrit jünger ist als der Kalk und erst nach dessen Verfestigung und Trockenlegung emporgestiegen ist.

Der ganze Attuintau ist von Kalk und Porphyrit aufgebaut und der Kalk ist zum Teil bei dem Empordringen des Porphyrites, zum Teil erst später zusammen mit diesem gefaltet und disloziert worden. Gut sind solche Störungen auch zu sehen am Westende des Attuintau (Fig. 4). Der Tekesfluß wird hier durch den Attuintau aus der NO- in SO-Richtung gedrängt, welche er bis zur Vereinigung mit dem Agias beibehält. Ein kleiner Hügel erhebt sich in dem Landstück zwischen Tekes und Agias. Er besteht aus grauem, dünnbankigem Kalk, N 35 O, 40 N. Der Kalk ist hart, kristallinisch, führt schwarzen Hornstein in Lagen und Linsen und enthält schlechte karbonische Fossilien (*Productus* und andere Brachiopoden, Korallen). Er setzt sich fort links des Tekes im Attuintau, denn dort ist eine geschichtete Partie grauen Gesteins mit gleichem Fallwinkel zu sehen. Weiter nach SO

sieht man folgendes: erst kommt ein Stück ohne Aufschluß, danach eine klotzige rötliche, später grünliche Partie, nach ihr 15 N fallendes rötliches Gestein, später kommen steil N und S fallende ebensolche Schichten, welche vielleicht die Reste eines zerbrochenen Gewölbes sind. Konkordant auf dem Südflügel liegen allmählich sich flacher stellende Schichten von grünlicher Farbe. Diese rötlichen und grünlichen Gesteine sind Porphyrit und Tuffe, und diese stehen noch am ganzen Südrand des Attuintau, nördlich des Tekes, aber auch südlich des Flusses in isolierten Partien und stark gestörter Lagerung an, sind aber auf dem südlichen Ufer meist durch die Seeterrasse verdeckt.

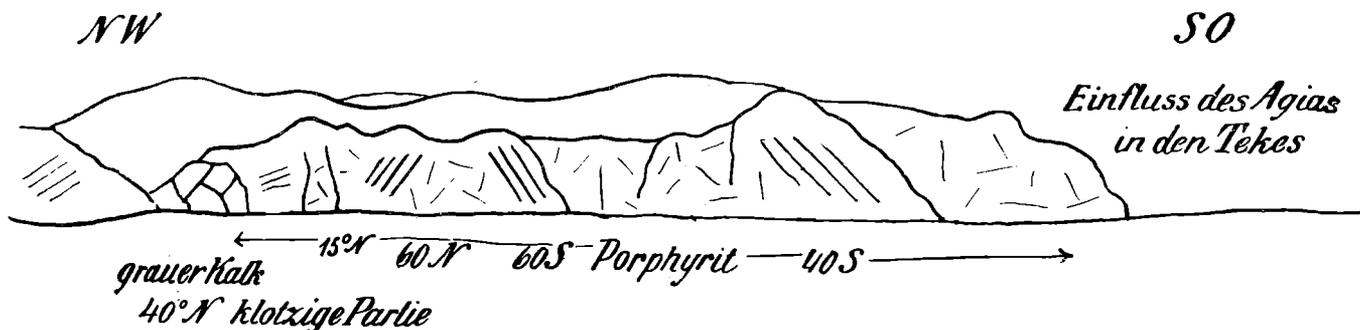


Fig. 4.

Westende des Attuintau. Unterkarbonischer Kalk und jüngerer Porphyrit.

Vom Einfluß des Agias in den Tekes ab bis zum Koksü, etwa 65 km weit, ist diese Terrasse erhalten. Sie erhebt sich bei dem Einfluß des Agias 25 m über das heutige Flußniveau, nach Ost, flußabwärts nimmt ihre Höhe, da ihre Oberfläche ziemlich horizontal ist, zu und erreicht bei der Mündung des Tschulakterektales 45 m, weiter flußab 60. Die Terrasse bricht mit steilen Wänden zum Tekestal ab, welche ihren Bau gut enthüllen. Sie besteht aus geschichteten Schotterlagen mit ziemlich großen Geröllen, die oberen Partien haben im allgemeinen geringere Korngröße. Sand in Lagen und Schmitzen ist ganz unregelmäßig zwischen den Geröllagen verteilt. Die Decke bildet geschichteter, geröllführender Löß von gelbbrauner Farbe (Taf. 5, Fig. 2).

Östlich vom unteren Koksü setzt der Kalk das ganze Gebiet vom Tekestal im N bis zum Fuß des höheren Gebirges im S zusammen. Er bildet hier einen der im Tian-Schan so häufigen Syrte, eine Peneplain. Das Kapsaljantal, welches in den Syrt eingeschnitten ist, bietet gute Gelegenheit, Beobachtungen über Beschaffenheit und Lagerung des Kalkes zu machen. Man kann hier drei Arten von Kalk unterscheiden: schwarzen, lebhaft mit Salzsäure brausenden, dunkelgrauen, schwächer brausenden, z. T. mit roten Flecken und Linsen, hell- bis weißgrauen mit Hornstein, teilweise fein geschichtet und dann meist Fältelung zeigend, die auf starken Druck hinweist. Stellenweise finden sich in den beiden grauen Arten stark zertrümmerte Partien, die durch Kalkspat ausgeheilt sind und beim Anschlagen nach den Trümmern zerfallen. Die ganze Kalkmasse ist von zahlreichen Klüften und Spalten durchsetzt, welche z. T. Verwerfungen sind. In solchen kommen auch Reibungsbreccien vor. Manche Verwerfungen haben starke Diskordanzen der Lagerung erzeugt, so streichen im oberen Teil des Kapsaljantales die Schichten an einer Stelle links

des Baches W-O und fallen mit 45° S, rechts dagegen bilden sie einen Sattel, dessen Achse N-S streicht und dessen Flügel mit 20 bzw. 50° nach O und W einfallen.

Kommt man vom Kapsaljantal auf die Höhe des Syrtes (2300—2600 m), so werden die Aufschlüsse spärlich, denn der ganze Boden ist mit hohem Gras und teilweise mit Wald bewachsen und nur an den kleinen Bächen, welche manchmal passiert werden und an einigen Hügeln wird das anstehende Gestein sichtbar. Es ist stets Kalk und hie und da herumliegende Steine sind gleichfalls immer Kalk. Er ist meist stark kristallinisch und läßt nur selten Fossilien (Korallen) in sehr schlechter Erhaltung erkennen. In dem ganzen Gebiete zeigt der Kalk, wo immer er geschichtet ist, gestörte Lagerung: kleine Mulden und Sättel und verschiedenes Streichen und Fallen. Dazu kommen bei dem Aul Karabulak auf der Höhe des Syrtes wieder stärkere Spuren von kontaktmetamorpher Beeinflussung durch den Porphyrit, wie sie schon vom untersten Koksutal erwähnt wurden. Es lassen sich hier verschiedene Abarten des Kalkes feststellen und man erhält folgende Reihe vom normalen Sediment bis zum stark metamorphosierten Gestein: schwarzer dichter — schwarzer schiefriger — grauer schiefriger — grauer körniger Kalk, z. T. dolomitisch — hellgrauer kristallinischer, z. T. dolomitischer — weißgrauer und weißer Marmor und Dolomitmarmor. An einem Stück des weißgrauen Marmors fand sich eine kleine Masse von Malachit. Der Porphyrit wurde auf dem Syrt nicht gefunden, nur ein Stück einer rotbraunen Eruptivbreccie nördlich vom Aul Karabulak läßt vermuten, daß die Marmorisierung des Kalkes auch hier dem Porphyrit zuzuschreiben ist.

Dagegen wird dies zweifelhaft in dem südöstlichen Teile des Syrtes. Hier führte nämlich unser Weg, 7 km östlich vom Aul Karabulak, an einer kleinen Granitinsel vorbei, die rings von Marmor umgeben ist. Der Granit ist teils grob-, teils mittelkörniger Biotitgranit, stark zersetzt und verwittert und zwar mehr als der umgebende Kalk, sodaß dieser ringsum höher aufragt als der Granit. Im Granit ein Gang von grünem Lamprophyr. In einiger Entfernung steht wieder normaler Kalk an, der 20 — 40° N fällt. Wahrscheinlich hat hier der Granit die Marmorisierung des Kalkes verursacht.

Der Weg führt weiter nach SO über die schwachgewellte Hochfläche, die sich bis an den Fuß der granitischen Kurdaikette im S erstreckt. Plötzlich aber steht man am Rand einer tief eingerissenen Schlucht, der des Kurdaiflusses. Er kommt aus der Granitkette, tritt an deren Ende in den Syrt, wendet sich hier scharf nach W und durchbricht den Syrt in einem 40 km langen, unpassierbaren Cañon in vielfachen Windungen. Der Weg führt zum Kurdaital herab und erreicht es etwas oberhalb des Eintrittes des Flusses in den Syrt. Der Syrt endet mit einer steilen, W-O verlaufenden Wand (Taf. 4, Fig. 4). Ein kleines Tälchen hat sich hier gebildet, das genau dem Fuß der Kalkwand entlang zieht, sodaß hier unten die Grenze zwischen Syrt und Granitkette scharf hervortritt, während auf der Höhe die Moränen und Schutthalden, die das höhere Gebirge umsäumen und einen mehr allmählichen Übergang herstellen, die direkte Grenze verhüllen. Während daher oben südlich des Kalkes sofort Granit zu kommen scheint, erkennt man unten am Fluß, daß zwischen Kalk und Granit noch ein weiteres Gestein liegt. In einer Breite von etwa 150 m treffen wir hier rotbraunen Quarzporphyr und verkieselten Quarzporphyrtuff zu beiden Seiten des Kurdaiflusses und im Fluß selbst. Es geht daraus hervor, daß Syrt und Granitgebirge durch eine steile oder senkrechte Verwerfung, welche in W-O-Richtung verläuft, voneinander getrennt sind. Auf dieser Verwerfung ist der Quarzporphyr empor-

gedrungen. Er ist also jünger als der Kalk, somit, wenn wir für den Kalk oberes Unterkarbon annehmen, postunterkarbonisch.

Bevor wir den Syrt verlassen und in das Granitgebirge gehen, erscheint es angezeigt, ihn 40 km weiter westlich zu queren, wo ihn der Koku in seinem Unterlauf durchbricht. Das unterste Stück des Koksutales haben wir bereits kennen gelernt, es liegt im Kalk, der am Eingang in das Tal von Basalt, talauf dann an vielen Stellen von Porphyrit durchbrochen ist. Man trifft hier, am Fluß aufwärts gehend, einen fortwährenden Wechsel von Kalk und Porphyrit. Meist rotbrauner, aber auch hellbrauner und grüner Porphyrit, sowie an einer Stelle dunkelvioletter Porphyrit mit massenhaften hellgrünen Plagioklasen, sind in den Kalk eingedrungen und haben ihn z. T. dolomitiert, z. T. zertrümmert und zu Breccien umgewandelt.

Hier findet sich, auf der rechten Flußseite in einer Erstreckung von 40 m anstehend, ein hartes Konglomerat, das bei wenig Zement meist aus Geröllen von Kalken, z. T. Hornstein führend, ferner von Kalkbreccien, rotem Sandstein und rotbraunem Porphyrit besteht. Dieses Konglomerat ist deutlich geschichtet und zeigt bei 35° N Fallen N 30 W Streichen. Es ist ein ziemlich junges Gebilde, wohl eine Ablagerung des Koksufflusses, die disloziert wurde und einen Beweis für junge tektonische Bewegungen liefert, welche im Tekesbecken, zu dem, im weiteren Sinn, auch das unterste Koksutal gehört, noch an verschiedenen Stellen nachgewiesen werden sollen.

Weiter oben ist eine 50 m breite Zone von verschiedenen roten Sandsteinen, bald gröber, bald feiner körnig, zwischen den Sandsteinschichten und unter ihnen liegen Schichten von roter Kalkbreccie, über den Sandsteinen liegt hellgraue Kalkbreccie und nach dieser kommt ein mittelkörniger Quarzporphyr mit ziegelrotem Orthoklas und dunklem Biotit, der den Kalk gehoben hat, so daß er schwach vom Zentrum nach den Seiten zu einfällt. Dabei ist wieder der Kalk stark zertrümmert, gerötet und zu Breccien zusammengeschweißet worden, die bei der Mündung des Kurdai an beiden Seiten des Koku und im Fluß selbst anstehen, hier kleine Klippen bildend. Über diesen Breccien und in ihnen liegen Quarzite, ebenfalls durch die Einwirkung des Quarzporphyrs entstanden.

Ober der Mündung des Kurdai fließt der Koku durch eine 6 km lange Schlucht, die analog der des Kurdai in den Syrt eingerissen ist und die gleichen Verhältnisse bietet. Man sieht von der Höhe des Syrtes aus, daß von Porphyrit durchbrochener Kalk das Anstehende in der Schlucht bildet, und daß diese beiden Gesteine zusammengefaltet sind. Oberhalb der Schlucht durchfließt der Koku ein altes Seebecken von 1¼ km Breite und 7 km Länge (Taf. 4, Fig. 1).

Überraschend ist der erste Anblick dieses Beckens. Stundenlang reitet man auf der eintönigen, sanft gewellten Terrasse des alten Tekessees dahin und plötzlich steht man am Rand der Terrasse und blickt hinunter in das vom tiefgrünen Koku in Windungen durchflossene Becken. Lockere, leicht erodierbare Ablagerungen von Schottern, Sanden und Löß kleiden den Boden und die Hänge aus, die infolgedessen stark zerfurcht sind. Das ganze Becken liegt (Taf. 4, Fig. 2), mit Ausnahme des Nord- und Südrandes, in den Ablagerungen des alten Tekessees. Auf diesen liegen die Sedimente des späteren Koksusees. Am Nordende schiebt sich von links ein Riegel gegen das Becken vor, und der an seinem Fuße vorbei strömende Fluß hat hier eine Steilwand geschaffen, welche die Koksusedimente gut sehen läßt: 25 m horizontal liegende lockere Sandsteinschichten, darüber 8 m Schotter-

lagen und zuletzt 20 m geschichteter Löß. Rechts sieht man anstehendes Gestein (Porphyrit oder Granit?) in zwei verschiedenen Höhen horizontal abradiert. An den Seiten des Beckens sind, meist gut erhalten, die Reste von 4 Terrassen zu sehen. Die unterste liegt ganz wenig über dem Fluß, die zweite 2—3 m höher. Sie nimmt etwa die Hälfte des ganzen Beckens ein. Die 3. und 4. liegen je 10 m höher. Die 4. ist links in der ganzen Länge des Beckens als schmaler Saum erhalten, in größerer Breite noch an einem Teil des rechten Gehänges. Hier sieht man, daß sie ein Gefäll von ca. 10° gegen die Mitte des Beckens hat.

Das ganze Becken liegt noch im Gebiet des Syrtes. Erst am Süden des Beckens, wo Nagelfluh auf festem Gestein liegt, ist der Rand der Hochfläche erreicht und wir stehen hier an der Stelle, die dem Syrtrand im Kurdaital entspricht (Taf. 4, Fig. 3). Die Grenze zwischen den beiden morphologisch so verschiedenen Teilen des Gebirges ist hier nicht so deutlich sichtbar wie dort. Jedoch ergibt sich eine wichtige Übereinstimmung insofern, als auch hier zwischen Kalk und Granit Quarzporphyr sich einschiebt. Die Breite dieses Vorkommens ist allerdings viel beträchtlicher als im Kurdaital, aber wie dort finden sich Tuffe des Quarzporphyrs. Der Porphyr selbst ist von massenhaften Grünsteinpartien durchsetzt. Im weiteren Verlauf geht der Porphyr, in dem auch an einer Stelle Diorit aufsetzt, in Granitporphyr mit deutlicher, 80° N fallender Klüftung in dünne Bänke und dann in roten grobkörnigen Biotitgranit über, der ebenfalls reichlich Grünsteinpartien enthält.

Das nun folgende Stück des Koksulaufes liegt im Granit. In enger Schlucht durchbricht der Fluß in gewundenem Lauf das Gebirge, bald rechts, bald links wenig über dem heutigen Flußniveau Platz für kleine, ebene Terrassen lassend, welche mit Gras bewachsen sind und von den Kirgisen als Weideplätze benützt werden. Das Gefäll des Flusses ist auf der ganzen begangenen Strecke nur gering, das Wasser fließt ruhig dahin und füllt öfters beckenartige Weitungen aus (Taf. 6, Fig. 1).

Bald nach dem Eintritt in den normalen Granit gelangt man in ein zweites altes Seebecken. Es hat 3 km Länge und 500 m Breite. Nach unten ist es durch von beiden Seiten gegen den Fluß vortretende Granitriegel abgesperrt. Der Riegel rechts bildet eine kleine Halbinsel und hier zeigt der von Grünstein in Gängen und Lagen durchsetzte Granit neben der bei dem porphyrischen Granit schon erwähnten 80° N fallenden Klufrichtung eine zweite weniger deutlich ausgeprägte, welche mit der ersten einen Winkel von etwa 70° bildet und schwach nach S einfällt, während weiter flußaufwärts die Klüftung 80° S fällt. Die Oberfläche des Granits ist schräg abradiert, auf ihr liegt konkordant mit der Oberfläche des Granits, also etwa 25° SO fallend, 10 m mächtiger geschichteter Löß, geröllführend, und über diesem, 6 m mächtig, horizontale Nagelfluh, Ablagerungen des kleinen Sees, der das Becken einst ausfüllte. Auch an anderen Stellen sind solche Ablagerungen erhalten, z. B. am unteren Ende sandiger Löß mit Geröllagen mit einer Mächtigkeit von 80 m über dem Fluß und an der linken Seite, etwa in der halben Länge des Beckens. Hier sieht man folgende Schichten: unten am Fluß liegt blaugrüner, geschichteter, geröllführender Löß (1) (Seelöß), über diesem eine Lage von ungeschichtetem Schotter (2). Beides ist auch am rechten Ufer zu sehen. Dann folgt gelbbrauner, schwach gegen die Mitte des Beckens fallender Seelöß (3), darüber liegt wieder blaugrüner Seelöß (4), gleichfalls mit kleinen Geröllen wie (1), in ihm eine feinsandige Partie mit ganz wenigen sehr

kleinen Geröllen und neben dieser, in gleicher Höhe, Seelöf mit ziemlich viel Geröllen. Zuletzt kommt wieder gelbbrauner Seelöf mit sehr viel Geröllen (5) und das Ganze ist mit einer dünnen Decke von hellbraunem, äolischem Löf (6) überzogen. Wir sehen also hier eine Ablagerung in ruhigem Wasser (1), darüber die Ablagerungen einer Zeit reichlicher Geröllzufuhr (2), in der vielleicht der See ziemlich aufgefüllt wurde. Danach kommen wieder ruhigere Zeiten (3, 4), später nimmt die Geröllmenge wieder zu (5), der See entleert sich schließlich durch die Tieferlegung seines Abflusses und auf den trocken gelegten Sedimenten schlägt sich äolischer Löf nieder (6) (Taf. 5, Fig. 3).

Die Hoffnung, in diesem Aufschluß Versteinerungen zu finden, erfüllte sich nicht. Die sichtbare Mächtigkeit beträgt 80 m; daß aber die Seeablagerungen hier noch in die Tiefe sich fortsetzen, ersieht man daraus, daß der Fluß nirgends in dem Becken die granitische Unterlage entblößt hat, sondern ganz in diesen jungen Sedimenten fließt. Auch auf der rechten Seite ist Seelöf aufgeschlossen und auf seiner schwachgewellten Oberfläche liegen Flußschotter ausgebreitet. Wie am unteren Ende, so ist das Becken auch oben durch einen Granitriegel abgeschlossen, und auch auf ihm liegt Flußschotter, der bei früher höherem Wasserstand abgesetzt wurde.

Das nächste Talstück ist wieder eine Schlucht, welche noch enger ist als die untere. Oberhalb der Schlucht erweitert sich das Tal und erlangt eine Breite von 200 m. Hier liegen bedeutende Schottermassen, die den anstehenden Granit nur an wenigen Stellen zu Tage treten lassen. In diesem Teil des Tales treten die ersten sicheren Moränenreste auf. Links sind Reste von Grundmoränen erhalten mit großen, stark gerundeten Blöcken, welche bis 50 m über dem Fluß sich finden. Rechts und bald auch links sind Terrassenreste erhalten. Es sind auf der rechten Seite zwei übereinander liegende, deutlich geschiedene Terrassen. Die äußere hat eine Höhe von 50 m über dem Fluß, an sie lehnt sich, bis zur halben Höhe reichend, eine innere. Beide bestehen, soweit erkennbar, aus sandig-lehmigem Material mit Geröllen (Seelöf?), in dessen oberen Partien einige große eckige Blöcke (von einem Bergsturz?) eingebettet sind. Zu oberst liegt geschichteter Schotter. Flußaufwärts lassen sich die beiden Terrassen verfolgen als zwei in derselben Höhe (50 bzw. 25 m über dem Fluß) sich erstreckende Felsleisten, welche zum Fluß und zur unteren Felsleiste mit sehr steilen Wänden abbrechen. Weiter nach S setzen sie sich wieder als Schutterrassen fort. Es scheint, als ob der Koku in diesem breiteren Talabschnitt früher eine dritte seeartige Erweiterung gebildet habe.

Es folgt wieder eine schuttfreie enge Schlucht mit hübscher Abschleifung des Granites durch das fließende Wasser. Der früher höhere Wasserstand hat Terrassen oberhalb der Schlucht zu beiden Seiten geschaffen. Am oberen Ende der Schlucht sieht man wieder, diesmal links, einen Rest der äußeren, 50 m hohen Terrasse, aus horizontaler Nagelfluh. Rechts liegt blaugrüner, geschichteter Löf, bis 15 m über dem Fluß. Auf ihm breitet sich ein Schuttkegel aus. Auch links liegen Schuttkegel auf der Terrasse, welche aus den engen steilen Furchen der Gehänge gespeist werden.

Die Neigung der beiderseitigen Hänge ist sehr steil, das ganze Tal hat typische Trogform und man kann drei Tröge unterscheiden. Die Wände des ersten, äußersten, bilden die Granitwände selbst, die des zweiten bilden die Steilabstürze der 50 m Terrasse und die des dritten diejenigen der 25 m Terrasse. Moränenreste habe ich außer dem einen oben erwähnten nicht gesehen. Die deutliche Trogform beweist jedoch zur Genüge, daß der

Koksugletscher das Tal in der Eiszeit bis weit hinaus, vielleicht bis vor das erste Seebecken, erfüllt hat. Daß nicht mehr Moränen erhalten geblieben sind, kann nicht wundernehmen, wenn man bedenkt, daß mit dem Rückschreiten des Gletschers gewaltige Schmelzwasser das enge Tal durchströmten. Dabei wurden die sperrenden Moränen zerstört, ihr Material wurde weiter verfrachtet und als Flußschotter wieder abgelagert sowie zur Ausfüllung der Seebecken verwandt.

Es wurde schon erwähnt, daß das heutige Gefälle des Tales, wenigstens bis zur Goldbrücke, sehr gering ist. Auch früher war es nicht viel größer, wie die auf lange Strecken gleichbleibende Höhe der äußeren Terrasse über dem Fluß beweist. Gegenwärtig findet nur ein sehr minimaler Transport von Gesteinsmaterial statt, der durch den Wechsel von engen Schluchten und breiten Weitungen noch mehr eingeschränkt wird. Denn das meiste und besonders das gröbere Material wird in den Weitungen abgesetzt, in welchen das Gefälle minimal ist und am Ende der Becken fließt das Wasser geröllfrei und ziemlich rein durch die Schluchten weiter.

Bei einer späteren, sehr kleinen Talerweiterung fand unser Vordringen im Haupttal ein Ende. Der Boden ist mit Flußschotter bedeckt und hier wurde früher, wie an anderen Flüssen des Tian-Schan z. T. heute noch, Gold ausgewaschen. Von einer einigermaßen lohnenden Ausbeute kann jedoch gerade hier keine Rede sein, denn die ganze zur Verfügung stehende Fläche mißt nur etwa 100 qm und die Mächtigkeit des Schuttes ist auch nicht groß. Die Wascherei ist daher schon seit langer Zeit wieder aufgegeben. Trotzdem scheinen die Chinesen die Hoffnung auf lohnenden Abbau nicht fallen zu lassen, denn als wir im Koksutal zurückzogen, begegnete uns eine chinesische Expedition mit einem Bergingenieur an der Spitze, welcher die Stelle untersuchen wollte. Die Sucht nach Gold hat dort sogar zur Anlage einer Brücke geführt, welche an einer ganz schmalen Stelle über den Koxu führt (Goldbrücke), und wir benützten diese Brücke zum Übergang auf die rechte Seite. Es mündet dort ein Seitental, Tschagansu, in dem wir weiter nach SO und S vordringen konnten.

Dieses Tal liegt in seinem Unterlauf noch ganz im Granit (mit viel Grünstein), später wird das grüne Gestein immer häufiger und tritt in größeren Massen auf, daneben ist aber immer noch heller grünlichweißer Granit vorhanden. Das Gestein ist stark zertrümmert, daher von einer Masse regellos sich kreuzender Klüfte durchzogen. In den Schuttmassen, die im Tale liegen, finden sich gelegentlich Stücke von Glimmerschiefer und im obersten Teil des Tales nehmen diese an Zahl überhand. Neben solchen von typischem Glimmerschiefer kommen auch Übergänge zu Phyllit vor, und es scheint mir nach all diesem kein Zweifel möglich, daß der das Tal abschließende Kamm bereits von Phyllit gebildet wird. Ein weiteres Vordringen war hier, wegen des schon gefallenen Schnees und der Kürze der Zeit, Ende Oktober, nicht möglich, sodaß ich mich mit diesen Beobachtungen begnügen muß. Soviel dürfte aber sicher sein, daß das Koksutal bei seiner Umbiegung vom Längs- zum Quertal im Phyllit liegt und daß hier die gleiche Gesteinsreihe ansteht (Granit — Glimmerschiefer — Phyllit), wie weiter östlich und westlich im oberen Koxu- und Kurdai- gebiet und im Agiastal.

Im Tschagansu sind mächtige Moränen erhalten. Zwischen ihm und einem rechten Seitental liegt ein 50 m hoher Moränenrücken, der wahrscheinlich eine alte Seitenmoräne

darstellt. Das mittlere Stück des Tales ist eng und von steilen Wänden flankiert. Es mündet ein zweites rechtes Seitental, dann kommt eine hohe steile Talstufe und nach deren Überwindung wird das Tal breit, mit geringem Gefäll, bis zur obersten Gabelung. Der Talboden ist hier ganz mit alten begrasteten Moränen bedeckt, welche in vielen kleinen, rundlichen Hügeln aufragen. Gletscher fehlen jetzt im Talschluß ganz, aber ihr früheres Vorhandensein beweisen die End- und Seitenmoränen, welche noch ziemlich gut erhalten sind.

Wir gehen wieder in das Kurdaital zurück. Südlich des Quarzporphyrs steht roter Biotitgranit an, der in Farbe und Ausbildung der einzelnen Mineralien dem Granit des Kokuquertales vollständig gleich ist. Während aber dort dieser rote Granit bis über die Goldbrücke hinaus, mindestens 25 km weit, ansteht, erreicht er hier im Kurdaital nur geringe Breite und ist überdies von den großen Moränen fast ganz verhüllt, welche am Rande des Hochgebirges zur Ablagerung kamen. Im Kurdaital selbst tritt an Stelle des roten bald grauer und grünlichweißer Granit, ähnlich dem, der im W erst weiter südlich, im Tschagansutal, auftritt. Das obere Kurdaital liegt bis nahe seinem Ursprung ganz in diesem Granit und auf der 14 km langen Strecke ergibt sich Gelegenheit, die verschiedenen Modifikationen des Gesteins kennen zu lernen. Am häufigsten ist der Granit graulich- und grünlichweiß und von mittlerem Korn. Meist überwiegen die hellen Mineralien (aplitische Facies), stellenweise treten aber auch Feldspat und Quarz an Masse sehr zurück gegenüber dem Biotit und das Gestein ist dann grau oder grün. Neigung zu porphyrischer Ausbildung ist häufig zu beobachten. Pegmatite und Aplite durchsetzen den Granit an manchen Stellen, ebenso finden sich basische Anreicherungen. Nach Süd nimmt porphyrische Entwicklung zu, zugleich tritt Andeutung von Schichtung auf und das Gestein wird allmählich zu einem Gneiß mit schwacher Augenstruktur. Am Kurdaipaß (3500 m) läßt sich der Übergang von normalem, richtungslos körnigem Granit zu typischem Gneiß Schritt für Schritt verfolgen. Den Kurdaipaß erreicht man, wenn man das Kurdaital nahe seinem oberen Ende verläßt und in einem aus NO kommenden Seitental zum Kamm in dessen Hintergrund aufsteigt. Dieses Tal läuft auf der Grenze zwischen Granit bzw. Gneiß und Glimmerschiefer, die ungefähr N 70 O zieht, über den Kurdaibach setzt und in einem linken Seitental weiter nach SW zieht. Morphologisch besteht ein starker Gegensatz zwischen den Formen zu beiden Seiten dieser Linie: rechts, nordwestlich, erheben sich die Granitberge mit schroffen Formen und steilen Gehängen über die Schuttmäntel an ihrem Fuße, links dagegen liegen die sanfteren Hänge und gerundeten Höhen der Schieferberge. Auch nach NO setzt sich diese scharfe Grenze fort ins obere kleine Dschirgalantal.

Dort, wo der Weg das Kurdaital verläßt und in das rechte Seitental einbiegt, welches mit einer Steilstufe zu jenem abbricht, steht Knotenglimmerschiefer an, der schon südöstlich der Grenzlinie liegt. Weiter oben im Tal liegt mitten im Schiefer eine kleine Kalkscholle. Sie zieht wenig östlich vom Kurdaipaß über den Kamm und weiter in nordöstlicher Richtung auf die linke Seite des kleinen Dschirgalantales. Ich untersuchte diese Stelle zweimal, aber beide Male lag noch Schnee und ich konnte deshalb den Kontakt des Kalkes mit dem Glimmerschiefer nicht genau untersuchen. Immerhin ließ sich folgendes feststellen: der Kalk ist z. T. marmorisiert und mit dioritischem Material injiziert, z. T. ist er schiefrig und mit Quarz in Linsen und Lagen durchsetzt oder es finden sich Quarzkörner ganz regellos in ihm eingestreut; ein Teil des Kalkes ist ganz unbeeinflusst geblieben

und bildet einen schiefrigen, schwarzgrauen Kalkstein. Grüner Diorit, von dem sich ja auch Partien im marmorisierten Kalk finden, und der neben dem Kalk ansteht, hat die Metamorphose herbeigeführt. Außer dem Diorit liegen noch Brocken von Amphibolit, z. T. epidotführend und mit Pyrit, sowie von Diabas und Grünstein herum. Es gelang nicht, diese Gesteine anstehend zu finden, aber sie stammen sicher aus nächster Nähe. Am Fuß des Hanges stehen Knotenglimmerschiefer an, gleich denen auf der anderen Seite des Kurdaipasses. Sie bzw. die Glimmerschiefer bilden von hier ab bis in das Kinsutal das anstehende Gestein. Erwähnt sei noch, daß ich bei der Kontaktstelle im Talboden auch ein Stück eines roten feinkörnigen, z. T. konglomeratischen Sandsteins fand, dessen Vorkommen an dieser Stelle auffallend ist. Es kann sich hier nur um eine ganz lokale Bildung handeln, welche durch fließendes Wasser zu stande gekommen sein muß.

Vom Kurdaipaß führt der Weg hinab ins obere kleine Dschirgalantal und an dessen rechtem Hang wieder hinauf auf den Kinsupaß. Das ganze Quellgebiet des kleinen Dschirgalantales liegt im Glimmerschiefer, der auch noch über den Kinsupaß hinüber nach SO bis zum Haupttal des Kinsu herab das anstehende Gestein bildet. Die Schichten streichen im allgemeinen ONO—WSW, also ungefähr quer zur Richtung des Weges. An einzelnen Stellen zeigen sich Abweichungen von der Hauptstreichrichtung. Fallen meist nach N (30—45°), lokal stehen die Schichten auch senkrecht (Kinsutal z. T.). An der Nordgrenze gegen den Gneiß bzw. Kalk scheint die Lagerung ziemlich gestört zu sein, teils fallen hier die Schichten steil N, teils stehen sie senkrecht. Die Ausbildung der Glimmerschiefer ist verschieden. Die Knotenschiefer im oberen Kurdaital nahe am Gneiß wurden schon erwähnt. Auch im kleinen Dschirgalantal treten sie auf, verschwinden aber schon in kurzer Entfernung vom Kontakt. An ihre Stelle treten graugrüne Glimmerschiefer, die im Querbruch massenhaft Quarzkörner und größere Quarzlinsen, von den Glimmerblättchen umhüllt, zeigen. Mit zunehmender Entfernung vom Granit werden die Schiefer feiner körnig, Quarz tritt an Masse zurück, und diese normalen Glimmerschiefer setzen den größten Teil des Schiefergebietes zusammen. Aber auch in ihnen kommen noch hie und da Partien vor, in welchen die Quarzkörner an Größe und Zahl überhand nehmen und die Glimmer sich in unregelmäßig gewundenen Flasern um sie herumlegen.

Bevor wir weitergehen, mögen noch einige Bemerkungen über die morphologischen Eigenschaften des Granit- und Schiefergebietes eingeschaltet werden. Das Kurdaital ist ein typisch alpines Tal. Es hat Stufenbau und ist teilweise mit großen Grund- und Endmoränen erfüllt. Seitenmoränen reichen in Resten beiderseits 50—60 m über die Talsohle empor. Das Haupttal hat Trogform, ist übertieft und die Seitentäler brechen mit Steilstufen zum Haupttal ab. Kleine Gletscher liegen noch im Talhintergrund. Gehängeschutt ist reichlich vorhanden und deckt die Moränen teilweise zu. Auch im kleinen Dschirgalantal sind Beweise früherer stärkerer Vergletscherung erhalten. Der von SW kommende Bach durchschneidet eine mächtige Grundmoräne und zwischen ihm und dem von S kommenden zweiten Bach liegt eine große Seitenmoräne. Der Südwestbach kommt aus einem Zirkuskar, in welchem noch ein kleiner Gletscher liegt, der Südbach ist der Abfluß eines 2 km langen Gletschers, welcher in jüngster Zeit sehr stark, etwa 200 m, zurückgegangen ist, wie die noch ganz frische entblößte Grundmoräne beweist. Der Kinsupaß (3400 m) ist eine 250 m breite Kammdepression. Auf der Südseite erhebt sich der Kamm ungefähr 300 m über den Paß, hier öffnet sich ein kleines Kar, das nach unten durch die Endmoräne eines

jetzt verschwundenen Gletschers abgeschlossen ist. Nördlich vom Paß liegt ein flacher, 50 m hoher Kamm. Die Paßfurche und das zum Kinsu herabziehende Tal sind sumpfig (Taf. 5, Fig. 4), es wechseln flache Böden mit Steilstufen.

Oberes Koksugebiet.

Mit dem Eintritt in das aus W heranziehende Haupttal des Kinsu gelangen wir in das Gebiet der Phyllite. Es sind bläulichgrüne, hellere und dunklere, ferner graue Schiefer. Sie sind häufig stark gefältelt und von Quarzgängen und -lagen durchsetzt. Bei der

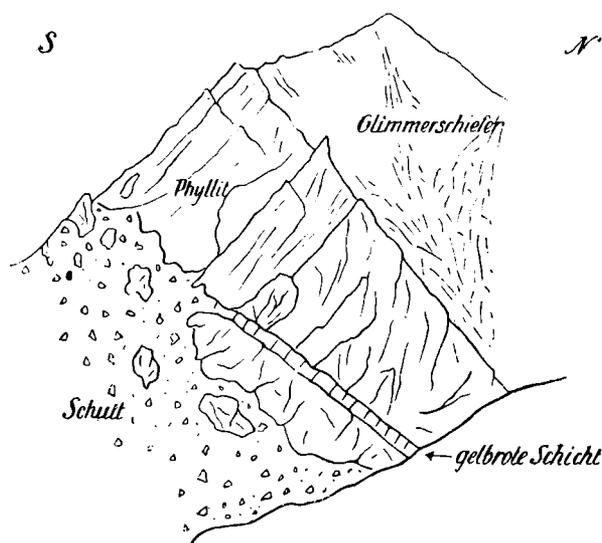


Fig. 5.

Berg im oberen Kinsutal.

Mündung eines aus NO herabziehenden Seitentals streichen die Schichten N 15 W bei 20° S Fallen. Im Hintergrund dieses Tales erhebt sich ein Berg, dessen Schichten etwa N 35—55 O streichen und mit 30° N fallen. Es sind oben schwärzlichgraue Schichten, darunter liegt eine gelbrote Bank und unter dieser kommen graue Schichten. Soweit darüber ein Urteil möglich ist, dürfte der ganze Berg aus Phylliten von verschiedener Farbe bestehen und die gelbrote Schicht wird wohl ein Äquivalent der gelbroten Schicht sein, welche an dem Berg südwestlich unseres Lagers in dem Tal vom Kinsupaß herab zum Kinsuhaupttal sichtbar ist. Dieser Berg besteht in seinen höchsten Teilen aus Glimmerschiefer, der mit 40° N

fällt (Fig. 5). Den südlichen Hang, der zum Kinsutal herabzieht, bilden Phyllite, welche konkordant auf den Glimmerschiefer folgen, durch überstürzte Lagerung aber unter ihn einfallen. Auch in diesen tritt eine Schicht durch gelbrote Farbe scharf hervor. Über und unter ihr liegen aber unzweifelhafte Phyllite und der Unterschied in der Farbe wird auf eine andere Zusammensetzung zurückzuführen sein. Vielleicht ist es eine Quarzitbank.

Die Phyllitzone hat eine Breite von 12—15 km. In ihr liegt das Längstal des Koku, das ungefähr parallel der Schichtung verläuft. Diese ganze Zone bietet wenig Bemerkenswertes. Die Hauptstreichrichtung des Phyllites ist ONO—WSW, Abweichungen von dieser Richtung sind im einzelnen nicht selten. Das Einfallen der Schichten, das in den nördlichen Teilen der Zone meist nach N gerichtet ist, erfolgt in den südlichen Teilen, am Koku und südlich davon, meist nach S. Doch scheint es mir nicht gerechtfertigt, daraus auf eine große Antiklinale zu schließen, welche die Phyllite bilden könnten und deren Achse etwas nördlich von und parallel dem Längstal des Koku verlaufen würde. Vielmehr

ist es wahrscheinlich, daß die ganze Zone durch tektonische Bewegungen in einzelne Schollen zerlegt wurde, welche in verschiedener Weise disloziert wurden. Daraus erklärt sich dann der häufige Wechsel von Streichen und Fallen. Sichere Ergebnisse verhindert der Umstand, daß die Phyllitberge fast durchaus mit Gras bewachsen sind und nur spärliche isolierte Aufschlüsse vorhanden sind. In den Tälern verhindert die mächtige Schuttdecke die Beobachtung der Lagerung.

Nördlich des Höhenzuges, der das Koksutal auf der rechten Seite begrenzt, erhebt sich eine höhere Bergkette. Ein kleines Tal gewährt einen Blick auf sie. Die höchsten Teile dieser Kette heben sich durch ihre helle Farbe und ihre schroffen Formen scharf von den vorliegenden Phyllitbergen ab. Sie bestehen aus Kalk, der auf Phyllit liegt. Diese Kalkscholle dürfte eine Länge von höchstens 5 km und nur geringe Breite haben. Blöcke des Kalkes fanden sich in dem Schutt des Tälchens, das von der Kette zum Koku herabzieht. Es ist ein dunkelgrauer, kristallinischer Kalk, in dem Crinoidenstielglieder vorkommen. Im NO erreicht die Kalkscholle ihr Ende in einem Doppelgipfel, der von der Stelle unseres Hauptlagers im Mustamastal, kurz unter der Umbiegung, sichtbar ist.

Das Kinsutal ist breit und von mächtigen Moränen und Flußschottern ausgefüllt, welche sich in Terrassen übereinander lagern. An einer Stelle zählte ich 7 Terrassen. Die seitlichen Schuttkegel haben große Ausdehnung bei geringer Böschung, der Kinsu und seine Zuflüsse sind tief in diese Ablagerungen eingerissen.

Auch im Koksutal haben die eiszeitlichen und alluvialen Ablagerungen große Mächtigkeit. Zwei große Flußterrassen sind auf weite Strecken erhalten, teilweise ist eine mehrmalige Überlagerung von Flußschottern und Moränen zu sehen. Wenig unterhalb der Umbiegung des Mustamastales (2500 m), des großen linken Seitentales des oberen Koku, ist folgender Aufschluß: über horizontaler, teilweise verstürzter Nagelfluh liegt Moräne, darüber wieder Nagelfluh, welche mit feingeschichteten, lehmig-sandigen Lagen beginnt. Es folgt eine schmale Terrasse und da, wo das Gehänge weiter ansteigt, liegen die höheren Schichten dieser Nagelfluh, welche bis zur nächsten Terrasse anstehen. Auf dieser liegt wieder Moräne. Weiter flußaufwärts steht Nagelfluh an verschiedenen Stellen an, rechts des Flusses horizontal liegend, während links die ursprüngliche Lagerung vielfach gestört ist. Die Bänke sind in kleine Schollen zerbrochen, welche mit 5—20° nach verschiedenen Richtungen einfallen. Die Ursache dieser Störungen wird eine ganz lokale sein, etwa Unterspülung der Nagelfluh durch das Wasser des Flusses und Einbrechen der Bänke.

Bemerkenswert sind in diesen Tälern (Koku und Mustamas) die häufigen Sümpfe an Hängen, welche durch den Fluß angeschnitten sind und zu ihm mit Steilabfall abbrechen. Es müssen hier auf den horizontal geschichteten Flußschottern, welche die Unterlage bilden, für Wasser undurchlässige Moränen liegen.

Der Weg vom Mustamastal zum oberen Koku führt über einen niedrigen Rücken, der aus Phyllit gebildet wird. Beim Abstieg zum Koku trifft man grauen phyllitischen Tonschiefer, der bei N 80 O Streichen mit 40° S fällt. Zwischen den Schichten des Schiefers finden sich quarzitische und aplitische Lagen. Geht man weiter zum Koku hinab und etwas flußaufwärts, so sieht man auf der rechten Seite eine steile Kalkwand. An ihrem Fuß, hart am Fluß, steht in einer Breite von 3 m grüner Diorit an, der den Kalk metamorphosiert hat, ganz ähnliche Verhältnisse also wie am Kurdaipak. Zunächst dem Diorit ist der Kalk geschiefert und zwischen den Kalkschichten liegen solche von grauem, zucker-

körnigem Dolomit ($1\frac{1}{2}$ m), dann folgt düngeschichteter, dunkelgrauer bis schwarzer Kalk, N 80 O, 80 S bis senkrecht, der nach 10 m keine Schichtung mehr zeigt. In ihm liegen auch Partien von grauem und schwarzem zuckerkörnigem Dolomit. Flußabwärts bildet der Diorit eine niedrige Terrasse. Hier ist der Kontakt mit dem Kalk durch Gehängeschutt verdeckt. Weiter unten bildet dann der Diorit das Gebänge, welches sich an das hintere, dem Fluße abgewandte Ende der Kalkscholle anlehnt, und hier ist der Kalk dünn-schiefrig. Nach O, flußaufwärts, begleitet die Kalkscholle etwa 200 m den Fluß auf der rechten Seite, wobei sich die abradierte Oberfläche des Kalkes langsam herabsenkt und zuletzt unter den überlagernden Hanhaischichten verschwindet (Fig. 6).

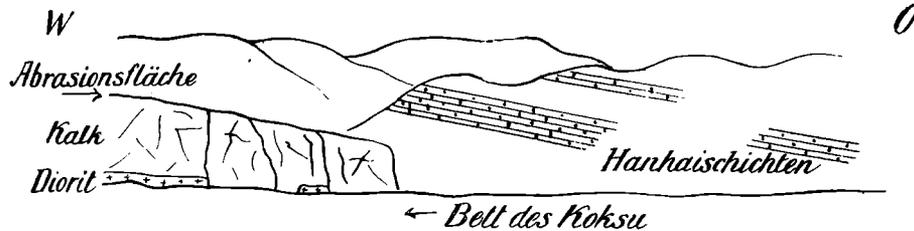


Fig. 6.

Kalkscholle in der Phyllitzone im obersten Koksutal, am Fuß der Scholle Diorit. Der Kalk ist abradiert, konkordant mit der Abrasionsfläche liegen die konglomeratischen Hanhaischichten.

Gegenüber der Kalkwand mündet ein linkes kleines Seitental. Auch hier steht noch der Diorit an, der durch den Koksus auf die linke Seite herübersetzt. Nach ihm kommt grünlicher Aplit, der durch seine Härte eine Barre am Eingang in das Seitental bildet. Hinter der Barre liegen weichere, mit dioritischem Material injizierte Schiefer und dann kommen die grauen Tonschiefer und grünen Phyllite, welche wir schon beim Abstieg in den oberen Teil des Koksutales getroffen haben und die von dort am Südhang des Tales mit gleichbleibender Richtung und gleichem Fallen herüberstreichen. Da auch der Kalk, wie schon erwähnt, N 80 O streicht, ist anzunehmen, daß er eine den Phylliten eingelagerte Scholle oder Linse ist, wofür ja auch die Übereinstimmung mit dem Kalk am Kurdaipaß spricht.

Nach oben teilt sich das Tal in zwei Arme, welche beide sehr enge, wilde Schluchten im Phyllit bilden. In beiden liegen Blöcke von rotem Quarzporphyr, geschieferten porphyrischen Gesteinen und Kalken. Der Ursprung der beiden Bäche ist also schon in der zentralen Kette gelegen, in welche uns spätere Routen führen werden.

Nordnordöstlich der großen Kalkscholle liegt eine zweite, viel kleinere. Grauer Kalk wird gegen den Kontakt mit Glimmerschiefer schiefrig, nimmt mehr und mehr Muskowit auf und bildet zuletzt Kalkglimmerschiefer, N 40 W, 45 S. Die Begrenzung der Scholle ist zu wenig aufgeschlossen, als daß etwas Sicheres darüber gesagt werden könnte.

Der 3150 m hohe Berg nordwestlich des Hauptlagers (Basisberg, weil wir auf ihm eine Basismessung ausführten) besteht auf seiner dem Koksus zugewandten Seite bis fast zur Spitze aus Phyllit. Auf der Höhe des Berges aber wird der Phyllit von granatführendem Glimmerschiefer abgelöst, der hier N 85 W streicht und 50 S fällt. Nördlich vom Basis-

berg erhebt sich eine langgestreckte, ungefähr SW—NO verlaufende Kette. Sie besteht, wie die von ihr herabgeschwemmten Blöcke in den Tälern nördlich und östlich des Basisberges beweisen, in der Hauptsache aus Granit, ferner aus Syenit und Diorit, sowie aus Gneiß, welcher den Übergang zwischen Granit und Glimmerschiefer bildet. Es sind also ungefähr die gleichen Gesteine, welche die Kurdaikette zusammensetzen, und unsere Kette ist die direkte Fortsetzung jener, zwischen den nördlichen Zuflüssen des oberen Koku und dem kleinen Dschirgalan. Zwischen dem Phyllit im Koksutal und dem Granit der Kette ist die gleiche Übergangsreihe durch Glimmerschiefer und Gneiß wie dort zwischen Kinsu- und Kurdaital.

Das Koksutal verengt sich 4 km östlich der Kalkwand, und hier steht grüner, stark gefalteter und zerknitterter Quarzphyllit an, N 55—75 O streichend. Auch er ist, wie der Kalk, abradiert und wird von den Hanhaischichten diskordant überlagert (Taf. 6, Fig. 2).

Hanhaibecken im oberen Koksugebiet.

Ich habe schon einige Male Hanhaischichten erwähnt, ohne näher darauf einzugehen, um diese Ablagerungen im Zusammenhang besprechen zu können. Im Gebiete des oberen Koku und seiner Seitentäler liegen mächtige Hanhaisedimente über den alten Gesteinen. In einer N-S Breite von 20 km reichen die tertiären Sedimente vom wasserscheidenden Kamm gegen das Yuldustal im O 15 km weit nach W und erfüllen den ganzen Raum zwischen der granitischen Kurdaikette im N und dem Hauptkamm des Chalyktau im S. Nach O setzen sie sich noch über die Wasserscheide in das Yuldustal fort.

Von dem Rücken zwischen Mustamas und Koku sieht man den westlichen Teil des Hanhaibeckens. Auf diesem Rücken tritt noch der Phyllit zu Tage (siehe oben S. 29), aber wenig östlich davon ist der Phyllit durch die Hanhaischichten verdeckt und kommt nur in den Tälern, so besonders in dem tief eingerissenen linken Seitental des Koku hervor. Der Mündung dieses Tales gegenüber liegt die Kalkscholle, über der ebenfalls das Tertiär sich ausbreitet. Weiter nach O sind nur kleine Aufschlüsse des liegenden alten Gebirges, so nördlich der Kalkscholle die kleine Kalkmasse und im Koksutal Phyllit auf eine kurze Strecke, durch den Fluß in enger Schlucht durchbricht. Möglicherweise sind auch im obersten Teil des Koksulaufes noch einige Stellen, wo das Grundgebirge zum Vorschein kommt. Von diesen wenigen und räumlich beschränkten Aufschlüssen abgesehen, ist das ganze Gebiet überdeckt mit einer 4—500 m mächtigen Folge von klastischen Sedimenten. Sie beginnen mit grobem rotem Konglomerat, welches neben den großen manchmal auch kleine Gerölle enthält. Der Grad der Abrollung ist ganz verschieden, stark abgerollte, kantengerundete und fast gar nicht gerundete Stücke liegen regellos durcheinander. Sie bestehen hauptsächlich aus hell- und dunkelgrauen Kalken und Marmoren, daneben kommen auch Stücke von Phylliten und Quarzporphyren vor. Das rote Zement ist stellenweise sandsteinartig, stellenweise mergelig. In einem rechten Seitental des Koku, Dschamby, welches 3 km ober der Kalkwand mündet und in seinem Unterlauf ganz im Hanhai liegt, sind die Schichten wohl am besten aufgeschlossen. Die tiefsten sichtbaren, welche anscheinend nur wenig über der Grenze gegen den Phyllit liegen, sind wieder die roten Konglomerate. In den höheren Lagen schalten sich gelbbraune Schichten ein. Es sind lehmige oder mergelige Lagen, ferner solche von braungrünem Sand mit viel gelbem Glimmer, helle

Sandsteine und Geröllagen. In den lehmigen Schichten finden sich grünblaue Putzen und hie und da Rhizome (linker Seitenbach des Dschamby). Weiter oben kommt, links des Dschamby, lockeres, hellbraunes Konglomerat, rechts dagegen, wo der Karagaitasch (= versteinertes Wald) aufragt, liegt über dem roten Konglomerat mit den gelbbraunen Zwischenschichten sehr hartes und festes Konglomerat, welches braun anwittert. Es besteht, gleichwie das rote, aus runden und eckigen Stücken verschiedener Kalke und Marmore, Phyllite und porphyrischer Gesteine, aber ein Unterschied gegenüber dem roten besteht darin, daß die zwei letzteren Arten von Gesteinen viel reichlicher vorhanden sind als im roten Konglomerat, in welchem sie an manchen Stellen ganz fehlen. Die Schichten sind hier, am Karagaitasch, durch die verschiedene Widerstandsfähigkeit gegenüber den Atmosphärien zu bizarren Formen zernagt und die steil in die Höhe ragenden Türme und Pfeiler haben zu dem bezeichnenden Namen Anlaß gegeben (Taf. 7, Fig. 2).

Die Schichten liegen im ganzen Gebiete horizontal oder fallen mit geringer Neigung von den Rändern des Beckens gegen die Mitte zu ein, z. B. die Sedimente über der Kalkwand mit $20-10^{\circ}$ nach NO, konkordant mit der abradierten Oberfläche des Kalkes, oder östlich davon im Koksutal mit $20-10^{\circ}$ NW. Nordöstlich und nördlich vom Basisberg fallen sie nach NO. Hier hat das rote Konglomerat ungefähr die gleiche Zusammensetzung wie im Dschambytal, nur sind viel Quarzbrocken in ihm enthalten, welche aus den mit Quarzlinsen durchsetzten Glimmerschiefern des Basisberges stammen.

Vom Basisberg bietet sich ein umfassender Blick auf das ganze Tertiärgebiet und seine Begrenzung. Von hier aus kann man sofort an den Terrainformen erkennen, wie weit sich das Tertiär erstreckt.

Besonders im S. am Hauptkamm und seinen nördlichen Ausläufern fällt der Unterschied auf. Hier bezeichnet der vom Hauptkamm östlich des rechten Ursprungstales des Mustamas nach NNW gegen das Koksutal herabziehende Seitenkamm die Westgrenze des Tertiärbeckens. Westlich dieses Kammes bildet der Hauptkamm schroffe Gipfel mit zerrissenen Wänden und viel gescharteten Graten und seine nördlichen Ausläufer brechen steil und unvermittelt zum Koksutal und zu den Seitentälern ab. Östlich des Kammes dagegen sehen wir, zugleich mit der allgemeinen Erniedrigung des Hauptkammes nach O, nur wenig über die Kammlinie aufragende Gipfel mit gleichmäßig schwach geneigten Hängen und geringe Schartung des Kammes. Als breite Rücken ziehen die Seitenkämme herab, zwischen welchen die Täler nur wenig eingeschnitten sind und weite Furchen bilden. Im O greift das Tertiär über die Wasserscheide gegen das Yuldustal hinüber. Flache, weitgedehnte, nahezu ebene Rücken bilden hier den Abschluß des Koksgebietes. Die granitische Kurdaikette begrenzt das Gebiet im N. Hier reicht das Tertiär nicht so hoch hinauf wie am Hauptkamm und die Verhüllung der charakteristischen Granitformen ist infolge der lebhaften Erosion nur mehr gering (Taf. 7, Fig. 3).

Die Lagerung dieser Sedimente läßt keinen Zweifel darüber, daß hier ein abgeschlossener See bestand, in welchen durch die einmündenden Flüsse gewaltige Schuttmassen eingeschwemmt wurden. Ich habe schon erwähnt, daß sich die Sedimente im Yuldustal fortsetzen. Ich kann mir daher, da ich dieses Tal nicht kenne, kein abschließendes Urteil über den Tertiärsee erlauben. Es sei nur hervorgehoben, daß die Höhenverhältnisse in jener Zeit von den heutigen sehr verschieden gewesen sein müssen. Denn am Hauptkamm reichen die tertiären Sedimente bis zu 4000 m etwa empor, die Sohle der Phyllitschlucht

dagegen, durch welche heute der Koku das Becken entwässert, liegt ungefähr 2600 m hoch. Wie sich unter diesen Verhältnissen das Becken bilden und bis zu so großer Höhe seine Niederschläge absetzen konnte, wird besser an späterer Stelle besprochen. Jetzt sei nur noch erwähnt, daß die beiden Faltungsperioden, welche Gröber¹⁾ für den Tian-Schau im Tertiär annimmt, vor der Entstehung des Beckens liegen müssen, denn, wie aus der Beschreibung hervorgeht, haben die gesamten, bis 500 m mächtigen Bildungen keine Störung ihrer Lagerung erfahren.

Es sollen nun noch 2 Täler besprochen werden, welche, in S-N Richtung verlaufend, bis zu ihrem Ursprung am Hauptkamm des Chalyktau durchwandert wurden. Es sind dies das obere Mustamastal, dessen linker Arm nur ein kurzes Stück weit, dessen rechter, parallel mit jenem verlaufend, dagegen ganz durchwandert wurde, und das Saksanteketal, welches gegenüber dem Kinsutal in den Koku mündet und durch welches ein Paß im Hauptkamm erreicht wurde.

Mustamastäler.

Dort, wo der Koku aus der Phyllitschlucht austritt, durch welche er das Hanhai-becken entwässert, vereinigt er sich mit dem Mustamas. Dieser entsteht aus der Vereinigung zweier je 22 km langer Bäche, welche aus Gletschern des Hauptkammes entspringen und in N- bzw. NNW Richtung in engen Quertälern den Nordabfall des Hauptkammes durchbrechen. Nach ihrer Vereinigung fließt der Mustamas noch 5 km in N Richtung weiter, biegt dann nach W um und mündet nach weiteren 4 km in den Koku.

Vom Hauptlager im unteren Mustamastal aus unternahm ich eine Erforschung dieser Täler. Bei der Biegung liegt das Tal im Phyllit, der hier N 65 O streicht und im allgemeinen senkrecht steht, bei Fältelung im kleinen. Der Phyllit reicht talaufwärts bis etwas über die Vereinigung der beiden Mustamastäler hinaus. Im Phyllit sind, wie am Wechsel der Farbe gut zu sehen ist, verschiedene Modifikationen vertreten. Die Hauptmasse ist bläulichgrün, daneben kommen rotbraun und gelbbraun anwitternde Schichten vor. Zu beiden Seiten des Flusses bildet horizontal liegende, diluviale Nagelfluh eine Terrasse, welche talauf langsam bis 40 m über dem Fluß ansteigt. Die vom untersten Mustamastal schon erwähnten, z. T. dislozierten Nagelfluhbänke sind die Fortsetzung dieser Terrasse, welche demnach von der Mündung in den Koku bis zur Vereinigung der beiden Mustamastäler zu verfolgen ist.

Die Vereinigungsstelle der beiden Bäche liegt noch im Phyllit, und da das linke Tal hier schief zur Streichrichtung verläuft, so bleibt man, in diesem aufwärts gehend, noch 4 $\frac{1}{2}$ km lang im Phyllit bis zu einem von links herabziehenden Seitentälchen. Es liegt in seinem Unterlauf auf der Grenze zwischen Phyllit und Kalk. Der Weiterweg im Mustamastal ist durch eine 2 km lange Klamm gesperrt. Da auch an den Seitenhängen keine Möglichkeit ist, mit Pferden und Gepäck durchzukommen, mußte ich auf die nähere Erforschung dieses Tales verzichten. Von einem kleinen Felskopf links des Baches, über der Klamm, den ich erkletterte, bot sich ein instruktiver Blick talaufwärts.

¹⁾ Vorläufiger Bericht über die tektonischen Ergebnisse einer Forschungsreise im südlichen Tiën-Schan. Zentralbl. Min. 1910, 295—303, 338—347.

Über den Phylliten, welche hier links N 75 O streichen und senkrecht stehen, rechts ungefähr in gleicher Richtung fortstreichen, aber mit 60° S fallen, liegt diskordant Kalk bzw. Marmor. Die Diskordanz tritt auf der rechten Seite wenig hervor, denn auf den N 75 O streichenden Phylliten liegt mit ungefähr N 90 O Streichen und, soweit dies bei der undeutlichen Schichtung zu erkennen ist, 60° (Fig. 7), später 80° S Fallen der Marmor. Der direkte Kontakt ist durch Schutt verdeckt, so daß nicht entschieden werden konnte, ob ein Konglomerat an der Grenze vorhanden ist. Die Wahrscheinlichkeit ist sehr gering. Auch links ist der Kontakt nicht aufgeschlossen, aber hier ist die Diskordanz im Streichen so auffallend, daß ein Zweifel nicht möglich ist. Über dem senkrecht stehenden, N 75 O streichenden Phyllit streicht der Marmor N 15 W und steht ebenfalls senkrecht. Zugleich ergibt sich daraus, daß durch die Klamm eine Querverwerfung zieht.

Talauf sieht man rechts den weißen Marmor nach der Klamm noch etwa 500 m weit anhalten, dann kommt eine stark gefaltete und zerknitterte schiefrige Partie, welche vom Talboden bis hinauf zum Kamm zieht. Unten liegt sie im allgemeinen horizontal, höher oben aber sind ihre dünnen Schichten senkrecht aufgerichtet. Die Breite dieser Kalkschiefer beträgt etwa 100 m. Vom Grat herab ziehen dunkelgraue Schuttstreifen, welche wohl von Quarzporphyr stammen, der in der Höhe zu Tage tritt. Ich werde bei Besprechung des rechten Mustamastales noch darauf zurückkommen. Der Schutt des Marmors ist nahezu weiß, der des Kalkschiefers schmutziggrau, von dem dunkelgrauen deutlich verschieden. Danach kommt wieder heller Marmor, teilweise sehr dünn geschiefert, und nach ihm dunkelgrauer Kalk, der fast horizontal liegt. Er reicht bis zur Gabelung, 7 km vom oberen Ende der Klamm. Auf der linken Seite konnte ich weniger sehen, Störungen der Lagerung und Faltung treten auch hier auf, die Felswände treten näher an den Bach als rechts und sind von geringeren Schutthängen eingesäumt, während auf der rechten Seite große Schuttkegel in ununterbrochener Reihe den Fuß der Felswände einhüllen. Andere Gesteine als Kalk, Marmor und Quarzporphyr scheinen in dem ganzen Tal nicht vorzukommen.

Im rechten Mustamastal treffen wir nun die gleichen Verhältnisse. Bereits 2 km (Luftlinie) ober der Vereinigung der beiden Täler ist das Ende des Phyllites erreicht, da der Bach, abgesehen von den kleinen Krümmungen, quer zum Streichen des Phyllites (N 80 O, 70 S) verläuft. Nach Passieren einer engen, gewundenen Klamm folgt eine kleine Talweitung und dann eine zweite Klamm. Sie liegt schon im Marmor, der hier scheinbar konkordant mit dem Phyllit streicht und fällt. Der Marmor ist dünn geschichtet und zeigt am oberen Ende der Klamm N 75 O, 70° S bis senkrecht, dazu einzelne Schollen mit starker Faltung. Das Tal erweitert sich, beiderseits liegen große Schutthalden, zum Marmor treten dunkel- und hellgraue Kalke und in dem Schuttkegel, der von rechts aus einem Kar herabzieht, finden sich Blöcke von rotem und hellgrünem Quarzporphyr, wie im linken Seitental des oberen Koku. Auch vom linken Hang zieht ein dunkelroter Schuttstreifen herab und beweist, daß der Quarzporphyr auch im Kamm zwischen den beiden Mustamastälern ansteht. Das ist übrigens auch schon unterhalb der Vereinigung (Fig. 8) zu sehen, wo man durch eine Depression, welche den Eckpfeiler zwischen beiden Tälern in zwei Hälften teilt, einen Blick auf das hinter ihm liegende Gebiet erhält. Die beiden Hälften des Eckpfeilers bestehen aus hellem Marmor und hinter ihnen liegt ein dunkles Gestein mit dunklem Schutt. Weiter im Hintergrund erscheint eine kecke Spitze, welche wieder aus hellem Marmor besteht.

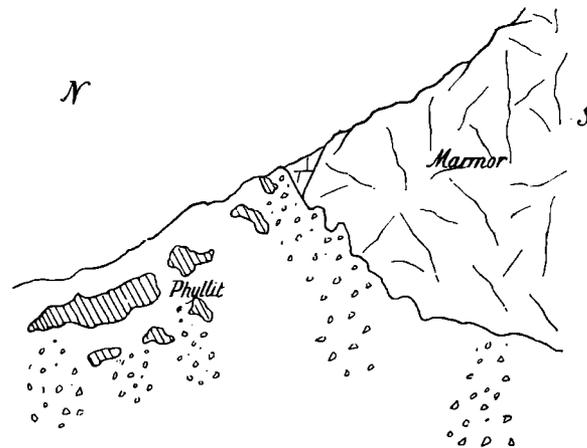


Fig. 7.

Kontakt zwischen Phyllit und metamorphem unterkarbonischem Kalk, linkes Mustamastal. Der Kalk liegt transgressiv, Transgressionskonglomerat fehlt. Da hier im Marmor Schichtung nicht deutlich sichtbar, tritt die Diskordanz zwischen Phyllit und Marmor nicht hervor. Näheres Seite 34.

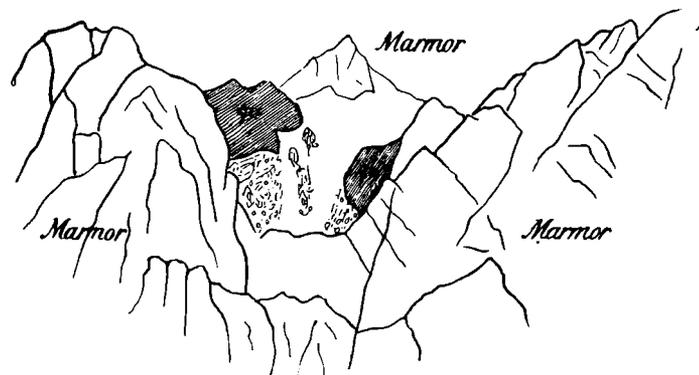


Fig. 8.

Eckpfeiler zwischen den beiden Mustamastälern, von N gesehen. Quarzporphyr (qu) zwischen unterkarbonischem Marmor.

Weiter talauf hat der Kalk nur noch geringe kontaktmetamorphe Beeinflussung erfahren, so daß es im weiteren Talverlauf nur wenig mehr zur Ausbildung reinen Marmors kommt. Das Tal liegt bis zu seinem Ursprung im Kalk, der in verschiedener Ausbildung zu sehen ist. Hell- bis dunkelgraue und schwarze Kalke, stark kristallinisch oder ziemlich dicht, teilweise bituminös, schiefrig brechend, teils dünnplattige, auch kohlige Schiefer sind die verbreitetsten Arten. Meist ist viel Quarz in Lagen und Linsen im Kalk enthalten. Auch grauer bis weißer Marmor kommt, untergeordnet, noch vor. Von Fossilien fand ich nur Crinoideenstielglieder.

Im allgemeinen sind die Schichten flach gelagert und fallen mit $20\text{--}30^\circ$ N. An verschiedenen Stellen sind aber von dem allgemeinen O-W Streichen verschiedene Richtungen zu sehen. Dies ist stets der Fall an kleineren oder größeren stark gefalteten und von Verwerfungen durchschnittenen Schollen. Die Zeichnung (Fig. 9) gibt die Ansicht einer solchen ungefähr in der halben Länge des Tales oberhalb der Mündung eines linken Baches gelegenen. Hier sind verschieden dicke Schichten von grauschwarzem Kalk und dünne schiefrige Kalkschichten in liegende Sättel und Mulden zusammengepreßt. Die Pressung war so stark, daß an den Umbiegungsstellen die Schichten nicht in Kurven verlaufen, sondern spitzwinklig geknickt sind. Etwas oberhalb dieses Aufschlusses sieht man zu Linsen ausgequetschte Quarzlagen zwischen dünnen Schieferschichten und noch etwas höher am Seitenbach eine liegende Antiklinale, welche nicht so stark zusammengepreßt ist wie die am ersten Aufschluß. Daß hier eine von intensiver Faltung und zahlreichen Verwerfungen betroffene Stelle ist, geht auch aus dem raschen Wechsel des Streichens in geringer Entfernung hervor. Links vom Mustamas am ersten der erwähnten Aufschlüsse ist das Streichen N 77° O, der Aufschluß in den Schiefen wenig höher zeigt N 52° O. Rechts des Mustamas, unterhalb des von rechts kommenden Baches, sieht man Kalkschiefer mit N 82° O, danach bituminösen Kalk N 62° O und kohlige Schiefer N 83° W, alles mit $45\text{--}50^\circ$ N fallend.

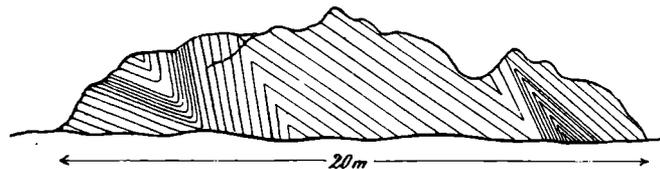


Fig. 9.

Stark gefaltete Scholle von dickbankigem und schiefrigem unterkarbonischem Kalkstein, rechtes Mustamastal.

Höher oben gabelt sich das Tal. Der linke Arm führt durch eine kurze Schlucht. Zu beiden Seiten steht dunkelgrauer Kalk an, der wieder Spuren starker tektonischer Störungen zeigt. Er streicht erst N 52° O und fällt 50° S, gleich daneben ist sein Streichen N 38° W, also rechtwinklig zum ersten und die Schichten stehen senkrecht. Nach der Schlucht kommt eine kleine Weitung mit ebenem Boden, welche früher von einem See ausgefüllt war. Deutlich ist noch eine bis 3 m hohe Terrasse zu sehen, welche teilweise durch Schutthalden und Moränen verdeckt wird. Dann kommt wieder ein schluchtartiger Einriß in weißgrauem Kalk, z. T. mit 20° N fallend, z. T. bei N 53° W senkrecht stehend

auf der linken Seite, während er etwas oberhalb rechts bei N 52 O mit 70 N fällt. Von hier bis zur Kammböhe steht grauer klotziger Kalk ohne erkennbare Schichtung an.

So liegen also beide Mustamastäler, — denn wir dürfen annehmen, daß das in geringem Abstand vom rechten parallel mit ihm verlaufende linke die gleichen Verhältnisse bietet, — bis fast zu ihrer Vereinigung durchaus in der Kalkserie, und nur an einigen Stellen durchbricht Quarzporphyr diese gewaltige, bis zum Hauptkamm 22 km breite Kalkzone. Wir werden sehen, daß auch weiter im Westen, im Saksanteketal, im wesentlichen der gleiche Bau herrscht, daß also, da das Saksanteketal 12 km westlich vom linken Mustamastal liegt, die zentrale Zone auf ziemlich große Erstreckung den gleichen Charakter hat. Es ist überhaupt bezeichnend für den Tian-Schan, daß er ziemlich einformig gebaut ist und in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht wenig Abwechslung aufweist.

Saksanteketal.

Das Saksanteketal liegt, ebenso wie die Mustamastäler, in seinem Unterlauf im Phyllit. Zunächst am Koku kommt der hell- bis dunkelgrüne Phyllit, in dem auch das Koksulängstal liegt und der schon bei Beschreibung dieses Tales erwähnt wurde. Er streicht im allgemeinen O-W und steht steil bis senkrecht. Später treten zu den grünen noch graue, intensiv seidenglänzende, sehr dünnschiefrige und nach diesen wieder lichtgrüne, ebenfalls stark seidenglänzende Phyllite, O-W, 70° N. Die Breite dieser Phyllitzone beträgt, von der Mündung in den Koku bis zu ihrem südlichen Ende, 6 km. Nun folgt, in einer Breite von 100 m, rotbrauner gebankter Quarzporphyr, der quer über das Tal wegsetzt. Er ist in eine Anzahl Schollen zerteilt, welche verschiedenes Streichen und Fallen zeigen, N 85 O—N 50 O und 65° bis 80° N. Die letzte Scholle, im Süden, hat N 85 O, 65 N. Auf sie legt sich der Marmor der zentralen Zone. Der direkte Kontakt ist durch Gehängeschutt verdeckt, aber die Diskordanz der Auflagerung tritt durch das verschiedene Streichen und Fallen der Schichten (N 50 O, 80 N) deutlich hervor.

Im Marmor bzw. Kalk trifft man die gleichen Verhältnisse wie im Mustamastal. Auch hier hat der Kalk häufig Störungen erfahren. So finden sich talauf einzelne Schollen des Kalkes durch Verwerfungen abgetrennt, mehr oder weniger aus der Hauptstreichrichtung gebracht und verschieden stark gefaltet. Gleich bei Beginn der Kalkzone fällt der Marmor links des Baches mit 55° N, rechts dagegen mit 80° N. Im allgemeinen aber nimmt die Neigung der Schichten nach oben ab und 2 km oberhalb der Grenze gegen den Quarzporphyr beträgt der Fallwinkel nur noch 30—20° N. Hier ist eine Talweitung. Zu beiden Seiten stehen rote und grüne, z. T. schiefrige Quarzporphyre an, welche meist konkordant unter dem Kalk zum Vorschein kommen. Der Quarzporphyr (Fig. 10) hat bei seinem Aufsteigen den Kalk gehoben, so daß jetzt die Kalke von der Mitte nach außen einfallen.

Der Marmor ist weiß bis gelblich- und graulichweiß. Er kommt in Schichten von ganz verschiedener Dicke vor, von sehr dicken Bänken findet man alle Übergangsstufen bis zu Schichten, welche die Dicke eines Kartons haben. Hie und da ist auf den Schichtflächen Chlorit abgesetzt, ferner finden sich im Geröll Stücke, bei welchen eine mit weißem Quarz stark durchsetzte Masse von gerötetem Marmor zwischen dicke grüne chloritische Lagen eingeschlossen ist. Diese unzweifelhaften Anzeichen kontaktmetamorpher Beein-

flussung des Kalkes treten talauf mehr und mehr zurück und ebenso wie im Mustamastal tritt an die Stelle des Marmors der wenig oder gar nicht kontaktmetamorph umgewandelte Kalk. Er ist hell- und dunkelgrau bis schwarz, öfters brecciös, manchmal schiefrig (am Gletscherende, hier Pyrit-führend). Schlecht erhaltene Fossilien kommen vor (Spirifer und andere Brachiopoden, Gastropoden, Korallen, Crinoideen), keines der gefundenen Stücke läßt eine spezifische Bestimmung zu.

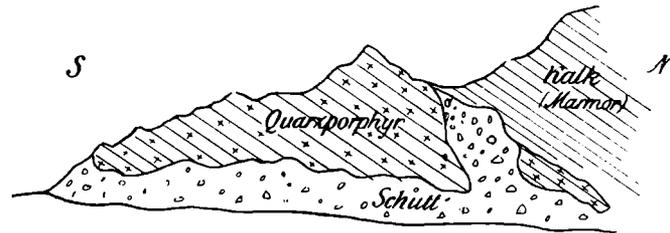


Fig. 10.

Kontakt zwischen unterkarbonischem Kalk und Quarzporphyr, Saksanteketal.

Die Lagerung des Kalkes ist, abgesehen von der untersten Partie nördlich des Quarzporphyrs, welche ziemlich steil N fällt, im allgemeinen ziemlich flach. Nach dem Quarzporphyr ist links ein breiter flacher Sattel zu sehen, dann liegen die Schichten sehr flach. Nach oben wird die Schichtung undeutlich und im Bereich des Gletschers ist sie fast gar nicht mehr zu erkennen. Der Kalk reicht bis zur Höhe des Hauptkammes, die Breite der Kalkzone nördlich der Wasserscheide beträgt also auch hier, wie im Mustamastal, 22 km.

Wie in ihrem geologischen Bau, so zeigen diese Täler (Mustamas und Saksanteke) auch morphologisch große Übereinstimmung. Während sie in ihren oberen Teilen verhältnismäßig breit sind und Platz für die Entfaltung beträchtlicher Gletscher bieten, verschmälern sie sich nach unten mehr und mehr und werden zu ganz engen, von hohen Steilwänden eingeschlossenen Schluchtentälern. Die seitlichen Zuflüsse stürzen mit großem Gefäll, teilweise in Wasserfällen, zum Talboden herab und dieser selbst ist, so schmal er auch ist, von mächtigen Schuttmassen bedeckt. Die Vegetation ist auf niedere Gewächse beschränkt, selten findet sich Buschwerk, und die höheren Partien liegen gänzlich kahl (Taf. 5, Fig. 3, 4).

Agiasgebiet.

Im Agiasgebiet treffen wir die gleiche Anordnung des Flußlaufes wie im Koksugebiet. Auch der Agias entspringt an der Hauptkette aus zwei großen Gletschern, deren Schmelzwasser sich am nördlichen Rande der zentralen Zone vereinigen und noch ein Stück in N-Richtung weiterfließen, also ähnlich wie am oberen Koksus, wo der Mustamas den gleichen Verlauf nimmt wie hier der oberste Agias. Das mittlere Stück des Flußlaufes zieht wie am Koksus in OW-Richtung und im unteren Abschnitt durchbricht der Agias, gleichwie der Koksus, im Quertal das Gebirge bis zu seinem Austritt in die Tekesebene, fließt hier am Rande der alten Seeterrasse nach NO und mündet gegenüber dem Westende des Attuintau in den Tekes. Die Länge der einzelnen im Gebirge liegenden Strecken des

Agiastales steht allerdings gegenüber der Ausdehnung des Koksutales sehr zurück, das Längstal misst nur 46 km und das Quertal 18 km, während die entsprechenden Zahlen beim Koksutal 100 und 60 km sind. Dementsprechend ist auch die Zahl der Nebenflüsse des Agias geringer, doch sind unter ihnen zwei, welche an Länge und Größe alle südlichen Seitentäler des Koksutals übertreffen. Es sind dies das Kopsai- und das Khaptnsutal, und beide wurden von uns bis zu ihrem Ursprung begangen. Ich beginne mit dem Agiasquertal.

Quertal des Agias.

Am Südrand des Tekesbeckens westlich des Agias beginnt das Gebirge mit einem sanft ansteigenden Hang, dessen oberer Rand auf ziemlich große Erstreckung horizontal verläuft. Es scheint, daß hier eine Peneplain, analog der vom unteren Koksutal beschriebenen und wahrscheinlich deren Fortsetzung, die äußerste Zone des Gebirges bildet. Das Gestein ist grauer Kalk, der bei Jagas-su, 10 km westlich des Austrittes des Agias in die Tekesebene, mit Fossilien erfüllt ist. Von den verschiedenen Arten, welche hier gefunden wurden (*Productus pyxidiformis-pustulosus*, *P. cora*, *P. undatus*, *P. spiralis*, *Rhynchonella pugnus*, *Athyris Roysii*, *Martinia*, *Dielasma*, *Aviculopecten*, *Dibunophyllum*, *Phillipsia*, *Fenestella*, unbestimmbare Crinoideen, Gastropoden und Brachiopoden), sind stratigraphisch verwertbar *Dibunophyllum* sp. und *Productus pyxidiformis-pustulosus*. Daraus ergibt sich für diesen Kalk das Alter der Stufe des *Productus giganteus* var. *edelburgensis*, also oberes Unterkarbon. Der Kalk ist grau mit roten Putzen und Linsen, z. T. dunkelgrau und bituminös. Von hier zum Agias steht noch 5 km weit der Kalk am Gebirgsrand an, dann aber legt sich vor ihn ein nach O an Breite rasch zunehmender Granitzug. Beim Austritt des Agias ist der Granit 3 km breit. In enger Schlucht mit 200 m hohen steilen Wänden bricht hier der Fluß durch den Granit, der sich noch ungefähr 2 km weit in die Steppe fortsetzt, niedrige, vom Fluß durchbrochene Rücken bildend.

Der Weg ins Agiastal führt über eine Kuppe links des Flusses, hoch über ihm. Hier und beim Abstieg in das Tal ist der Granit gut aufgeschlossen. Es ist in normaler Ausbildung ein ziegelroter Biotitgranit. In ihm kommen lichtgraue Partien vor, welche eine aplitische Facies darstellen, ferner solche von dioritischer Facies, auch finden sich porphyrische und gneißartige Partien sowie basische Putzen (Grünstein und Hornblende-gabbro). Der Granit ist von massenhaften weißen und lichtrötlichen Apliten durchschwärmt und mit zahlreichen Rutschflächen durchsetzt, auf welchen eine matte, hellgrüne, bis 1 cm dicke Schicht von Epidot liegt. Diese Rutschflächen sind poliert und mit Rutschstreifen versehen, welche N 60 W laufen und nach N ansteigen. Auffallend ist der Unterschied der Anwitterung des Granites: an steilen und senkrechten Flächen wittert er rotbraun und spiegelnd an, an schwachgeneigten Flächen aber viel heller und mehr bräunlich mit Stich ins Grüne.

Talauf grenzt der Granit an einen Kalkzug, der in einer Breite von 100 m auf der linken Seite aufgeschlossen ist. Der direkte Kontakt ist nicht sichtbar, an seiner Stelle zieht eine seichte Runse herab, in welcher abgestürzte Blöcke von injiziertem Schiefer und von grauem Kalk mit Crinoideenstielgliedern liegen. Dann kommt eine kleine Partie von anstehendem weißem Marmor mit mehligsandigen Bruchflächen, dann marmorisierter Kalk mit Grünschiefer zusammengeknetet und Diorit. Nun erst kommt die Hauptmasse des

Kalkes als hellbraungrauer, marmorisierter Kalk mit Zwischenlagen von grauem und schwarzem Kalk, mit Crinoideen. Streichen N 75 W, Fallen erst 65 N, bald aber 60 S. Der Kalk ist durch den Granit und seine dioritischen Nachschübe metamorphosiert und in seiner Lage stark gestört worden. Ob der Kalk mit dem von Jagassu in Verbindung steht, kann ich nicht entscheiden, möglich wäre es immerhin und dann hätte der Granit post-unterkarbonisches Alter. Möglich ist aber auch, daß der Kalk zu einem der in der Schieferzone an manchen Stellen gefundenen Kalkzüge gehört und somit älter ist als der Kalk von Jagassu.

Der Kalk streicht quer über das Tal und man sieht auch rechts, daß er vom Granit beeinflußt ist. Einzelne helle Partien, die hier in verschiedener Höhe im Granit sichtbar sind, dürften mitgerissene Kalkschollen sein. Nördlich der Mündung eines rechten Seitentales sieht man den Hang von Kalk gebildet, dessen Schichten 50—60° N fallen, von Granit unterlagert sind und an zwei Stellen mit granitischem Material injiziert sind, welches zwischen die Schichten eingedrungen ist.

Auf seiner Südseite grenzt der Kalk an Gneiß, der jetzt 5 km weit das anstehende bildet. Seine Beschaffenheit ist ziemlich ungleichmäßig, neben grünem findet sich weißlicher und rötlicher, auch grüner mit porphyrischem rosa Feldspat, gleich dem im Granit, kommt vor. Quarz in Gängen und Linsen ist häufig. Im Gneiß tritt auch Quarzdiorit auf. Streichen des Gneisses N 20 W, 40—80 N fallend. Nach S wird der Gneiß schiefrig und geht allmählich in Phyllit über. In diesem verläuft nun das oberste Stück des Agiasquertales und das ganze Längstal. Bevor ich aber zur Besprechung desselben übergehe, möchte ich einige Beobachtungen mitteilen, welche ich in zwei kleinen linken Seitentälern des Agiasquertales, dem Kauinduibalak und seinem nördlich von ihm verlaufenden Paralleltal gemacht habe.

Beide Täler ziehen in W-O-Richtung und brechen steil zum Agias ab. Das nördliche ist etwas länger als das südliche, welches ungefähr 5 km mißt. Der Unterlauf der beiden Täler sowie die östliche Hälfte des trennenden Kammes liegt im Phyllit. Es ist ein meist grünes, teilweise auch schwarzgrünes und grauschwarzes Gestein mit Quarzgängen und Quarzlagen (Quarzphyllit). Im Südtal kommen auch Streifenglimmerschiefer vor. Die Phyllite sind meist gefältelt, sie streichen im Südtal N 15 O bei 50 S Fallen, am Kamm zwischen beiden Tälern N 40 O bei 60 S, während ich im Nordtal an einer Stelle N-S Streichen bei 45 N Fallen maß. Im Südtal sind die Phyllite häufig von ziemlich mächtigen Apliten durchschwärmt, welche in dieser Ausdehnung am Kamm und im Nordtal fehlen. Geht man im Südtal weiter, so kommt man nach Überwindung des steilen Anstiegs in den oberen, schwach geneigten Teil des Tales und bald an die Grenze des Phyllites. Rötlicher Aplit steht hier an und tritt in Kontakt mit weißem Marmor. Die Grenze läuft N 25 W. Der Marmorzug ist 20 m breit, danach kommt wieder Aplit, der auch noch in einer von NW vom Kamm zwischen beiden Tälern herabziehenden Rinne ansteht. Höher oben kommt rotbrauner Tonschiefer, dann Grünstein mit Schwefelkies. Danach folgt wieder ein Kalkzug, der 60 m breit ist, aus weißem Marmor und grauem Kalk besteht und mit schroffen Formen emporragt. Nach ihm kommt roter und brauner Quarzporphyr mit Tuffen, der sich bis zur Kammhöhe fortsetzt.

Steigen wir nun vom Agiastal auf dem Kamm selbst empor, so gelangen wir, stets im Phyllit bleibend, auf einen Gipfel, der 1200 m über dem Agiastal liegt. Von hier

sehen wir in beide Täler hinab und erkennen nun, daß der obere Kalkzug des Südtals über den Kamm in das Nordtal herüberzieht, 600 m westlich des Gipfels. Hier ist eine breite Einschartung, welche die Westgrenze des Phyllits bezeichnet. Nach dieser Scharte kommt der Kalkzug, aber er ist hier nicht mehr einheitlich, sondern durch einen phyllitischen Streifen in zwei Abteilungen zerlegt. Die Breite der ganzen Zone beträgt 80 m (Fig. 11 und 12). Westlich des Kalkes setzt der Quarzporphyr über den Kamm herüber. Der Kontakt Kalk-Porphyr setzt nun schräg durch das Nordtal, welches aus der Vereinigung zweier Kare entsteht, derart, daß an dem Felsrücken zwischen den beiden Karen der Kalk noch in einer Breite von 50 m das äußerste Ende bildet (Punkt b auf Fig. 11 und 12), erscheint in der kleinen, vom Eis gerundeten Felspartie im Talboden (Punkt a auf Fig. 11) wieder und zieht zum Kamm hinauf, der das linke, etwas größere Kar im Nordwesten begrenzt. Hier zeigt eine Einschartung die Stelle des Kontaktes (Punkt c auf Fig. 11). Der Kalk liegt im allgemeinen konkordant mit dem geschichteten Quarzporphyr, so bei a N 85 O, 65 S, zwischen a und c beträgt das Einfallen 40—50 N und bei c stehen die Schichten noch steiler. Der Kalk bildet von hier nach O den Kamm, sowie das ganze Nordgehänge, stellt sich in geringer Entfernung von c senkrecht und ist

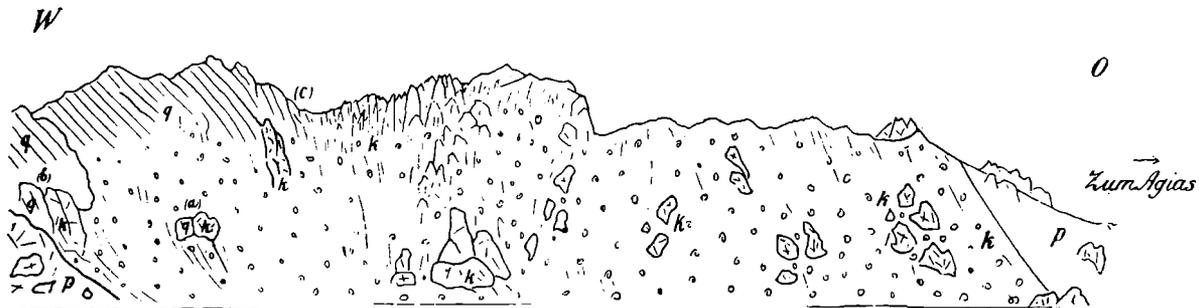


Fig. 11.

Blick vom Gipfel zwischen den Kauindutälern auf das Nordtal. Kontakt Kalk-Quarzporphyr zieht schräg über den Talkessel hinweg, von b über a nach c. k = Kalk der Phyllitzone, q = Quarzporphyr, p = Phyllit.



Fig. 12.

Von Punkt a der Fig. 11 Blick auf den Gipfel zwischen beiden Tälern. Bedeutung der Zeichen wie bei Fig. 11.

in eine Masse spitzer Türme und Kegel aufgelöst, die auf den ersten Blick an Erdpyramiden erinnern. Ungleichheiten der Lagerung kommen vor, außer senkrecht stehenden auch steil nach N und S fallende Partien. Der Kalk ist weißgrau, braust mit verdünnter Salzsäure auch ganz nahe am Kontakt, wo er gerötet ist, und zerfällt, je weiter man am Kamm nach O geht, desto leichter durch die Wirkung der Atmosphärlinien, sodaß dort nur kleine, isolierte Felspartien aus dem hellen Schutt aufragen, welcher bis zur Kammhöhe hinauf das Gehänge bedeckt. Die Grenze gegen den Phyllit tritt durch den starken Farbenunterschied des Schuttes beider Gesteinsarten scharf hervor.

Der Quarzporphyr hat die gleiche Ausbildung wie im Südtal. Er ist meist rotbraun, teilweise auch grün mit roten Orthoklasen. Tuffe sind gleichfalls vertreten. Auch im Agiastal, an der Mündung des Nordtales, stehen sie an. Sie enthalten viel Einschlüsse von rotbraunem Tonschiefer, gleich dem, der aus dem Südtal schon erwähnt wurde. Im Nordtal kommen ebenfalls solche Tonschiefer einschlüsse im Tuff vor, ferner finden sich hier mit Quarzkörnern durchsetzte Tonschiefer und Stücke, welche eine Porphyrlage zwischen Tonschieferlagen zeigen. Es gelang mir nicht, Tonschiefer in weiterer Verbreitung anstehend zu finden, das einzige Vorkommen von anstehendem Tonschiefer ist das vom Südtal schon erwähnte. Nach der Häufigkeit des Tonschiefers in dem Quarzporphyrtuff muß er aber zur Zeit des Emporsteigens des Porphyrs eine viel größere Ausdehnung gehabt haben. Auffallend ist auch, daß im Tuff Trümmer des Kalkes vollständig fehlen. Es muß dies so erklärt werden, daß, wie ja auch aus der Lagerung hervorgeht, der Porphyr nicht durch den Kalk hindurchgedrungen, sondern nur neben ihm aufgestiegen ist, und daß es an der Grenze gegen den Kalk zu einer Tuffbildung nicht gekommen ist. Die ganze vom Quarzporphyr auf den Kalk ausgeübte Metamorphose beschränkt sich auf Rötung am Kontakt und Marmorisierung. Beides, Kalk wie Tonschiefer, liegt in der Phyllitzone, der Kalk als Einlagerung, wie er ja so häufig im Phyllit vorkommt, und der Tonschiefer vielleicht als ein gegen die Agentien, welche die Umwandlung des Phyllites bewirkt haben, sehr widerstandsfähiger Teil des ursprünglichen Gesteins.

Bei der Biegung des Agias mündet von SW kommend ein bedeutendes Tal, Kongrubalak. Da ich dieses Tal nicht selbst besuchte, kann ich über seine geologischen Verhältnisse nur sagen, was ich aus den von Prof. Merzbacher und Führer Kostner von dort mitgebrachten Handstücken schließen konnte.

Das Hauptgestein ist auch hier Phyllit, der im untersten Tal 20—30 N fällt bei W-O Streichen. In ihm finden sich Amphibolit, Eklogit, Glaukophaneklogit und Glaukophanschiefer, auch Glimmerschiefer kommen vor. Aplite sind ziemlich reichlich vertreten. In den höheren, südwestlichen Teilen kommen granatführende Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer und Serpentin vor, ferner finden sich hier schwarze Tonschiefer und grauer kristallinischer Kalk mit Putzen von Tonschiefer. Gerölle von rotem und lichtem Granit stammen wahrscheinlich aus dem das Nordtal abschließenden Kamm, welcher die Wasserscheide gegen das Musarttal bildet, in welchem wir den Granit wieder antreffen werden.

Kurz seien noch die jungen Ablagerungen des Quertales des Agias besprochen. Das Tal bildet einen wenig ansteigenden Boden von 150—200 m Breite. Nach unten ist er abgeschlossen durch den Granit am Gebirgsrand, durch den sich der Fluß in enger Schlucht hindurchzwängt. Vor der Durchsägung dieser Barre war das Quertal von einem See ausgefüllt, dessen Ablagerungen teilweise noch erhalten sind. So fließt der Agias heute

10—15 m tief eingerissen in die geschichteten Schotter, welche den ebenen Talboden bilden. Auf der rechten Seite ist noch ein Rest einer höheren, 30—40 m über den ebenen Talboden ansteigenden Terrasse erhalten, welche aus geschichteten Lagen von Sand und Löß mit Geröllen besteht. Auch links sind bei der Mündung des Tegermen-bulak Teile der Seeterrasse erhalten.

Flußauf verengt sich das Tal und der Fluß fließt hart am Abbruch einer Terrasse links, die auch rechts teilweise erhalten ist, welche aber nicht nur aus geschichtetem Schotter, sondern auch aus Moränen besteht. Man sieht, hier rechts Moräne und darüber geschichteten Schotter, links in dem Steilabsturz eine 6 m breite Partie von stark gefalteten Schichten von Löß mit Geröllen von harten Sandlagen und feinen Geröllagen. Über dieser gefalteten Partie liegt Moräne. Es hat also hier das Eis bzw. die vom Eis vorgeschobene Moräne eine Stauchung des Untergrundes bewirkt, welcher aus den Sedimenten einer vorhergegangenen Interglacialzeit besteht. Auch rechts ist schwach S fallender geschichteter Löß zu sehen, von Moräne überlagert.

Es ist aus diesen Aufschlüssen zu sehen, daß die heute noch gewaltigen Gletscher des Hauptkammes zur Eiszeit eine viel größere Ausdehnung hatten und bis nahe an das Tekesbecken, vielleicht sogar in dieses selbst, sich erstreckten. Dem entspricht auch die Form des Agiasquertales. Es ist gegenüber seinen Seitentälern übertieft, und diese münden mit Steilstufen ein. Ausgezeichnet ist dies an dem Kauinduibulak und seinem Paralleltal sichtbar. Nach Ersteigung der Steilstufe kommt man bei beiden Tälern in einen breiteren, flachen Boden, der von alten Moränen ausgefüllt ist. Der Hintergrund der Täler ist karförmig erweitert; während aber im Südtal noch ein ziemlich beträchtlicher Gletscher erhalten ist, ist im Nordtal, das die gleiche Höhe und gleiche Exposition (O) hat, in den beiden Karen, aus deren Vereinigung es entsteht, kein Rest der alten Gletscher erhalten, selbst perennierende Schneefelder fehlen, und nur die Art der Formen, die alten Moränenhügel und die vom Eis abgeschliffenen Felsen, sowie die ebene sumpfige Fläche hinter den Hügeln der alten Endmoräne im mittleren Teil des Tales beweisen die frühere Existenz von Gletschern, deren Moränen auch im unteren Tal bis hinab zum Agiastal in nicht geringer Mächtigkeit aufgeschlossen sind.

Längstal des Agias.

Wie schon erwähnt wurde, liegt das ganze Längstal des Agias, ähnlich dem des Koksus, in der Phyllitzone und zwar ungefähr parallel der Hauptstreichrichtung. Daher bietet sich hier wenig Bemerkenswertes. Diese Zone ist sehr einförmig gebaut, der Phyllit selbst erscheint kilometerweit in der gleichen Ausbildung oder weist nur geringe Verschiedenheiten in Farbe und Quarzführung auf. Im Tal selbst sind nur wenig Aufschlüsse, denn mächtige Moränen und Schotter füllen es aus. Auf diese Geröllmassen, welche teilweise bis zu großer Höhe erhalten sind, legen sich von den Hängen herabziehende alte Schuttkegel, welche meist dicht mit Wald und Buschwerk bewachsen sind und hoch hinaufreichen. Nur wo in Wasserrinnen frisches Gestein herabgeschwemmt worden ist, kann man die Gesteine erkennen und findet meistens Phyllit. So weit Schichtung zu erkennen ist, sieht man ungefähr WSW—ONO Streichen und verschieden steiles N Fallen. Die rechte Talseite ist hiezu günstiger als die linke. Denn der Fluß ist ganz an die rechte

Seite gedrängt, wo er zwischen den Schutterrassen und anstehendem Fels fließt. Infolge der Lagerung sind hier die Hänge steiler als links, bieten daher weniger Gelegenheit zur Bildung ausgedehnter Schuttmäntel und sind infolge ihrer Südexposition nur mit spärlicher Vegetation bewachsen. So kann man hier von der gegenüberliegenden Talseite aus (der Weg führt stets links des Flusses) erkennen, daß die Schichten im unteren Teil des Tales mit $40\text{--}50^\circ$ N fallen. 6 km oberhalb der Mündung des Khaptnsu fallen sie noch steiler, $50\text{--}60^\circ$ N. Talauf tritt hier ein Berg etwas gegen das Tal vor und man sieht an ihm den Phyllit SW—NO streichen und $40\text{--}50^\circ$ NW fallen. Nach ihm kommt wieder das normale Streichen, aber die Neigung der Schichten wird geringer und geht bis zu 20° herab. Es scheint, als ob hier eine Scholle durch Querverwerfungen beiderseits herausgebrosen sei, welche zugleich die Grenze zwischen den schwächer und stärker geneigten Schichten des oberen und unteren Talabschnittes bildet.

In den Phylliten fand ich an verschiedenen Stellen Einlagerungen von Amphibolgesteinen, sowie von Gneiß und Schiefen. Die vom Kongrbulaktal wurden schon erwähnt, ebenso fanden sie sich weiter nach O. Der Berg südlich der Biegung besteht zu unterst aus schwarzem Phyllit, höher oben steht grüner Amphibolit an und aus dem Gletscherkar westlich des Gipfels kommt nur Amphibolit und Muskowitglimmerschiefer mit großen Granaten und Hornblendenadeln.

Bei der Mündung des Koprstitales steht grüner Gneiß mit Quarzgängen und -linsen an, weiter oben im Agiastal grüner Glimmerschiefer. Ein weiteres Vorkommen solcher Gesteine ist etwas unterhalb des erwähnten Berges mit der abweichenden Lagerung. Es mündet hier auf der linken Seite ein kleines, aus einem Kar herabziehendes Tal. Im Schutt dieses Tales fand ich durch sekundäre Infiltration mit Eisenverbindungen geröteten Muskowitglimmerschiefer, granatführend, Glaukophanschiefer, Glaukophaneklogit, helleren und dunkleren Eklogit und schiefrigen Granatgabbro.

Im obersten Teil des Längstales, dort, wo der von S kommende Agias nach W umbiegt, treffen wir etwas interessantere Verhältnisse. Es mündet hier ein von NO kommendes Tal, welches ganz im Phyllit liegt. Westlich von ihm ziehen zwei weitere kleine Täler in N-S Richtung zum Agias herab. Hier liegt in den Phylliten ein Kalkzug von 300 m Mächtigkeit. Steigt man den Hang östlich des ersten Hochtales hinauf, so sieht man im N einen Berg, dessen Oberbau aus Kalk besteht, welcher konkordant mit dem liegenden Phyllit streicht und fällt, ONO—WSW, $20\text{--}40^\circ$ N. Nach SW setzt sich der Kalk fort und erscheint wieder westlich des ersten Hochtales. Die Sohle des Tales liegt durchaus im Phyllit, der hangende Kalk ist erodiert. Erst in einiger Höhe über dem Talboden erscheint er wieder und bildet den Kamm, welcher das erste Hochtal vom zweiten scheidet. Die Schichten scheinen hier, abgesehen von kleinen Störungen, mit $30\text{--}40^\circ$ nach O einzufallen, so daß wahrscheinlich durch das erste Hochtal eine Querverwerfung zieht. Überschreitet man nun den schmalen Kamm und blickt in das zweite Hochtal, so sieht man, wie hier der Kalk mit steilen Wänden zur Talsohle abbricht. Der Kalkzug setzt in südwestlicher Richtung schief durch das Tal, so daß der gegenüberliegende Kamm nur noch aus Phyllit besteht mit Ausnahme eines kleinen Buckels am Südabfall des Kammes, welcher von Kalk gebildet wird. Die Hauptmasse des Kalkes liegt südlich des Kammes und senkt sich rasch hinab zum Agiastal, dieses unter sehr spitzem Winkel schneidend. Dort bildet der Kalk noch etwa 3 km weit die rechte Uferwand. Ob dieser Kalkzug sich

links des Flusses fortsetzt, konnte ich nicht entscheiden. Dagegen ist links, gegenüber der Mündung des zweiten Hochtals, ein weiterer schmaler Kalkzug dem Phyllit eingeschaltet, der von dem eben beschriebenen vollständig getrennt ist und sich nach O rasch zum Talboden herabsenkt.

Der Kalk ist fast durchwegs in grauen bis weißen Marmor umgewandelt, mit Quarzlagen durchsetzt und mit massenhaften Chlorit- und Muskowitblättchen erfüllt, auch sind manchmal Granaten und Schwefelkies in ihm eingeschlossen. Auch ein tiefgrüner Amphibolit wurde im Kalk gefunden.

Der Phyllit ist meist blaugrün, aber auch bläulich und grauschwarz, auch hellere Partien kommen vor. Neben Phyllit finden sich auch Glimmerschiefer und alle Übergänge zwischen beiden Gesteinen.

Nördlich des Kalkes erscheint wieder Phyllit bzw. Glimmerschiefer und auf der Westseite des ersten Hochtals sieht man, daß er auf dem Kalk liegt. Es ergibt sich daraus, daß der Kalk eine Einlagerung im Phyllit ist, welche gleichzeitig mit diesem metamorphosiert wurde. Nachträgliche tektonische Störungen haben dann den einheitlichen Kalkzug zerrissen, sodaß jetzt die Konkordanz mit dem Phyllit nur noch teilweise erhalten ist.

Das Agiaslängstal hat nicht nur geologisch, sondern auch morphologisch große Ähnlichkeit mit dem des Koksus. Das Gefälle ist nicht groß, der Talboden, im unteren Teil wenigstens, breit und mit mächtigen Schuttmassen ausgefüllt. Bei der Mündung des Kopsai bilden sie sieben Terrassen übereinander, welche eine Höhe von ca. 30 m über dem Fluß haben, und beweisen, daß einst viel größere Wassermengen das Tal durchflossen haben. Möglich ist auch, daß wie im Quertal, so auch im Längstal ein See bestand (der mit dem im Quertal vereinigt war), und daß dessen Ablagerungen ganz oder zum Teil die Terrassen aufbauen. Auf den Schottern liegt im oberen Teil noch manche alte Moräne, sumpfigen Boden erzeugend. Die Formen der Phyllitberge sind, wie überall, ohne besondere Schönheit und zeichnen sich durch ermüdende Gleichförmigkeit aus.

Kopsaital.

Bei seiner Mündung in das Agiastal liegt das Tal des Kopsai, seines bedeutendsten Zuflusses, in der Phyllitzone. Phyllit selbst tritt hier sehr zurück gegenüber Amphibolgesteinen, Gneissen und Schiefen, welche auf große Strecken hin anstehen. So setzt gleich beim Eintritt in das Tal der vom Agiaslängstal schon erwähnte Biotitgneiß quer über das Tal und der Fluß durchbricht ihn in enger Schlucht. Auch im Kopsaital spielen Moränen und Schotter eine große Rolle und verhindern fortlaufende Beobachtungen über die anstehenden Gesteine. Bis zum untersten linken Zufluß, Karagaibulak, ist das Hauptgestein bald körniger, bald schiefriger Gneiß, in welchem Diorit und Grünstein auftreten. Direkt nördlich Karagaibulak fand ich auf einer 500 m langen Strecke, quer zur Streichrichtung, folgende Gesteine: verschiedene Glimmerschiefer, auch Knotenglimmerschiefer, und den Schiefen eingelagert Amphibolite von verschiedener Ausbildung, Granatamphibolit, epidotführenden und injizierten Amphibolit. Dazu kommt noch ein rechts des Kopsai gefundener heller braungrüner Amphibolit mit zahlreichen Muskowitblättchen.

Oberhalb der Steilstufe, mit der das Karagaibulaktal zum Kopsai endigt, liegen einzelne Gerölle von Kalk, welche beweisen, daß am oberen Ende des Tales, das noch

ganz in der Phyllitzone liegt, ein Kalkzug vorhanden ist. Der Kalk ist metamorphosiert, ich fand schwarzen Kalkschiefer mit großen Turmalinnadeln und weißen Marmor. Von diesem lag ein größerer Block frei und ließ die Wirkung der starken Insolation erkennen. Die äußeren Partien waren vollständig mürb, sodaß sie beim Anfassen zu grobem Sand, aus den einzelnen Mineralkörnern, zerfielen, nach innen wurde der Stein allmählich fester, ließ aber noch bis 20 cm von der Oberfläche Beeinflussung durch die Insolation, durch sandigen Zerfall, erkennen.

Talauf werden die Verhältnisse etwas günstiger insofern, als die Moränen und fluvioglacialen Schotter an Masse zurücktreten und mehr Gehängeschutt vorhanden ist. Es kommen Glimmerschiefer mit dunkelgrünen Knoten, dann solche mit viel kleinen Quarzlinsen und nach diesen granatführende mit großen Muskowitblättern. Danach kommt wieder eine Zone mit Amphibolgesteinen, beginnend mit grünem Eklogit, der ganz mit kleinen Granaten gespickt ist, nach ihm stehen grün- und blaugraue Glaukophanschiefer und graugrüner Granatamphibolit an. Abgeschlossen wird die Serie wieder von Muskowitglimmerschiefer. Diese Gesteine stehen auch auf der rechten Seite an, wie überhaupt die Schichtung, soweit eine solche erkennbar ist, quer zur Talrichtung verläuft und das Tal ein reines Erosionstal ist, welches erst durch die Gletscherwirkungen aus der V- in die U-Form übergeführt worden ist.

Nach dem Glimmerschiefer kommt wieder Phyllit, in welchem das Tal noch bis 2 km unterhalb des Gletscherendes bleibt. Einige Gesteine, welche in der Phyllitzone noch auftreten, aber nicht anstehend, sondern nur in abgestürzten Blöcken gefunden wurden, mögen hier Erwähnung finden. Es ist Serpentin und wahrscheinlich mit ihm vergesellschaftet Strahlstein mit Talk, ferner Garbenschiefer. Diese Gesteine müssen nördlich des obersten Kopsaitales anstehen.

Die Grenze des Phyllitzone setzt spitzwinklig durch das Tal in ONO-WSW Richtung. Die südlich folgende Zone besteht aus Kalk und porphyrischen Gesteinen. Die Berührung beider Zonen habe ich an verschiedenen Stellen im Detail untersucht. Zur leichteren Orientierung sei zunächst auf die Zeichnung (Fig. 13) verwiesen. Sie gibt den ersten Anblick auf die Kalkzone für den im Kopsaital aufwärts Gehenden. Von rechts mündet hier, wo das Kopsaital aus SW kommend nach N umbiegt, ein Seitental aus SO. Zu beiden Seiten im Vordergrund stehen die Amphibolgesteine an, welche dem Phyllit eingelagert sind. Jenseits des breiten Talbodens des Kopsai steht noch Phyllit an in einem nach WSW schmaler werdenden und zur Talsohle sich herabsenkenden Streifen. Über ihm liegt eine helle, mauerartig aus dem Gehänge vortretende Zone von Kalkstein und über dieser erheben sich Felshänge aus dunklerem Gestein, die Quarzporphyre.

Im einzelnen ist die Grenze zwischen Phyllit und Kalk nicht so einfach und scharf ausgeprägt, wie es aus der Ferne den Anschein hat und zwar deshalb, weil nahe der Grenze dem Phyllit mehrere Kalkzüge eingeschaltet sind. Es soll daher die Beschreibung der drei Stellen erfolgen, an welchen ich die Grenze genau untersucht habe. Es sind dies die drei Punkte a, b, c der Kartenskizze (Fig. 14).

a: von der Vereinigung der beiden (Fig. 15) Flüsse hinauf zum Eckpfeiler zwischen Kopsai und rechtem Seitental. Unten Gehängeschutt, dann grauschwarzer gefalteter Phyllit mit Quarzlagen. Konkordant (N 80 O, 65 S) 20 m dunkelgraue Kalkschiefer, auf welche sich eine Schicht von dunkelgrauem und eine von weißem Marmor legt. Es folgt

O.N.O

WSW

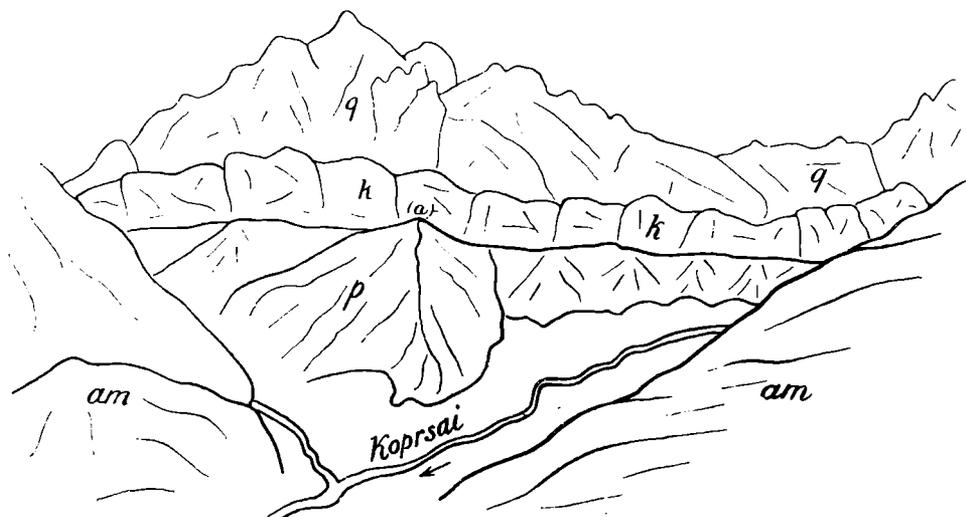


Fig. 13.

Blick vom Koprsaital nach S auf die zentrale Zone, Kontakt von Phyllit (p) mit Unterkarbonkalk (k). Im Hintergrund Quarzporphyr (q), vorn Amphibolit (am) in der Phyllitzone. Punkt a siehe Fig. 14 und 15!

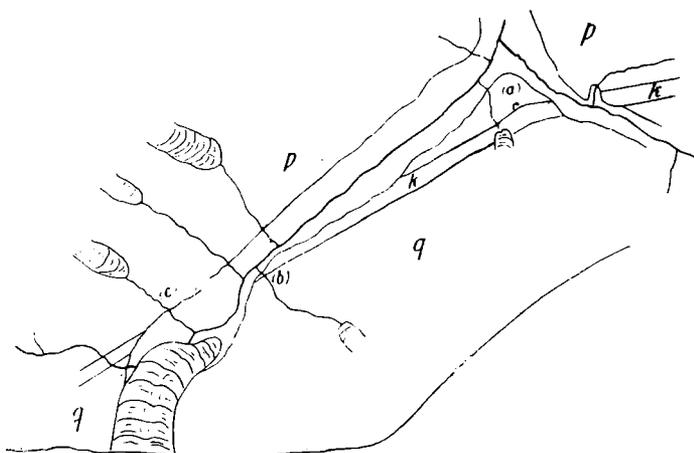


Fig. 14.

p = Phyllit. k = Unterkarbonkalk. q = Quarzporphyr.

Skizze des oberen Koprsaigebietes. M. 1 : 100000. Punkt a, b, c siehe Fig. 15, 16, 17!

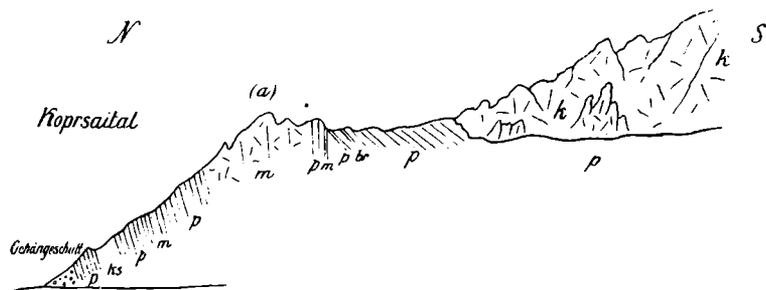


Fig. 15.

wieder Phyllit, diesmal grüner, 50 m, darauf 5 m dunkelgrauer Marmor, wenig hellgrüner Phyllit, 10 m grauschwarzer, 4 m grüngrauer, dann harter rötlicher Phyllit, der nach oben an Härte verliert und nach 15 m in grauen übergeht. Dieser ist 30 m mächtig. Dann kommt grauer und weißer Marmor, der bis hinauf zum Eckpfeiler und darüber hinaus nach Süd bis zur tiefsten Einschaltung in dem zur Höhe weiterziehenden Grat ansteht. Er scheint diskordant zum Phyllit zu liegen, N 75 O, 80 S, seine Mächtigkeit beträgt 100 m. Südlich davon kommt wieder rotbrauner Phyllit, der noch eine Marmorbank einschließt und, getrennt von ihr, eine Bank vollständig zu Breccie zertrümmerten Kalkes, in welcher das Bindemittel kalkig ist, die Trümmer aber dolomitisch sind. Der rotbraune Phyllit geht in grauen über und auf ihn folgt der durch seine Farbe schon vom Tal aus auffallende blaugrüne Phyllit. In ihm befinden sich häufig, und zwar meist den Schichten entsprechend, gelbbraune Partien, welche stark zersetzt und mit Eisenoxyden angereichert sind. Der blaugrüne Phyllit ist 70 m mächtig, dann kommen noch 10 m lichter grüner Phyllit. Die Phyllite nach dem rotbraunen fallen mit 40° nach Süd und sind durch eine Verwerfung von dem rotbraunen Phyllit mit der Marmorbank getrennt. Nach dem letzten Phyllit schwingt sich der Grat empor. Er besteht aus dem Kalk, der schon von unten erkennbar ist und den Beginn der zentralen Zone bezeichnet. Schichtung ist hier nicht sichtbar.

Der Kalk im Phyllit ist schwarz und grau, stark kristallinisch, dünn geschichtet oder ohne deutliche Schichtung und besonders am Eckpfeiler stark zertrümmert und durch Kalkspat und Quarz wieder ausgeheilt.

b: 2 km unterhalb des Gletscherendes (Fig. 16) steigt der rechte Hang steil an bis 400 m über Tal. Nach Überwindung dieses Steilhanges kam ich in ein kleines, S-N verlaufendes Tälchen, in dessen karförmigem Hintergrunde ein kleiner, stark zurückgegangener Gletscher liegt. Ich erhielt folgendes Profil: Phyllit fehlt hier, der Kalkzug tritt unmittelbar an das Tal heran und steigt mit steilen Wänden empor. Der Kalk ist meist in Marmor umgewandelt derart, daß er aus einem Wechsel von dunklem und hellem Marmor besteht. Im Marmor zwei Einlagerungen von stark gefaltetem Kalkphyllit, welcher leichter verwittert als der Marmor und dessen Oberfläche deshalb zwei vom Tal aus sichtbare begrünzte Bänder bildet, die sich nach unten vereinigen. Im allgemeinen fallen die Schichten, soweit erkennbar, mit 50° S bei N 85 W Streichen. Doch sind lokale Störungen vorhanden, so im dünnplattigen Kalk N-S Streichen und 35 W Fallen. Am oberen Ende des

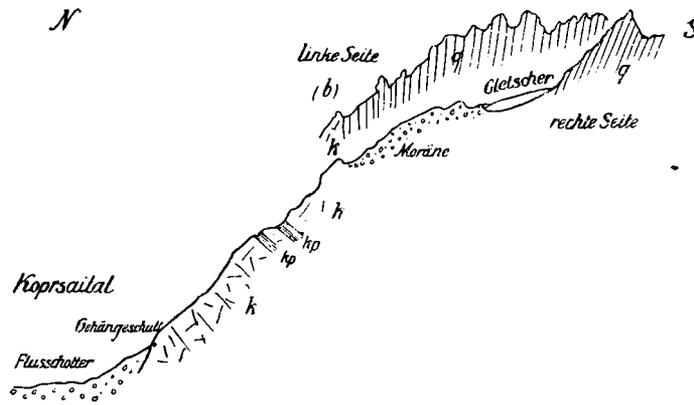


Fig. 16.

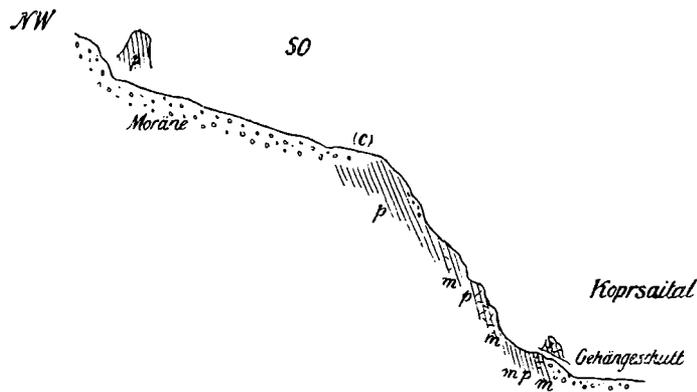


Fig. 17.

Fig. 15, 16, 17. Drei Profile an der Grenze zwischen Phyllitzone und zentraler Zone im oberen Koprsaital.

p = Phyllit	} Gesteine der Phyllitzone.
m = Marmor	
ks = Kalkschiefer	
br = Kalkbreccie	
k = Kalkstein, z. T. in Marmor umgewandelt	} Gesteine der zentralen Zone.
kp = Kalkphyllit	
q = Quarzporphyr	

Die Punkte a, b, c entsprechen denen auf Fig. 14.

Steilhanges legt sich an den Marmor konkordant eine Serie von dunkelgrünen bis hellgrünen und weißlichgrünen, höher auch violetten Gesteinen, teils deutlich, teils undeutlich oder gar nicht porphyrisch und stets gebankt. In ihnen kommen Partien von weißem und grünlichem, lokal gerötetem Sericitschiefer vor, die im Querbruch deutliche porphyrische Struktur zeigen und sich somit als umgewandelte Quarzporphyre zu erkennen geben. Auch die anderen Gesteine müssen als Quarzporphyr bezeichnet werden.

c: zwischen b und der Gletscherzunge (Fig. 17) fließen zwei Bäche vom linken Hang herab. In der Rinne des zweiten, näher am Gletscher gelegenen, stieg ich hinauf. Wo der Bach in das Kopsaital austritt, steht Kalk an. Er ist rechts des Baches marmorisiert, grau, dünngeschichtet, mit dünnen Quarzlagen. Seine Fortsetzung links des Baches ist erodiert. Hier tritt als erstes gelblicher Marmor auf in einer Mächtigkeit von 10 m, konkordant mit dem Kalk rechts. Dann beginnt die Zone der Wechsellagerung zwischen Kalk und Phyllit. Auch hier wieder findet, ebenso wie bei a, kein plötzlicher Wechsel statt, sondern der Übergang geht in der Weise vor sich, daß Kalk- bzw. Marmorlagen mit Schieferlagen abwechseln und erst nach ungefähr 150 m, quer zum Streichen gemessen, ausschließlich Phyllit ansteht. Im einzelnen sehen wir folgendes:

Stark zerbrochene und bei Schlag leicht zerfallende Chloritschiefer mit mehr oder weniger rosa Quarz in Lagen und Linsen, die bis 4 cm Dicke erreichen, konkordant mit dem Marmor. Dazu Breccien von Schiefermaterial und Kalktrümmern, ganz regellos durcheinander gemischt. Dann kommt stark zertrümmerter, zu hellgelbem Sand verwitterter Kalk, der noch mit wenig Schiefermaterial injiziert ist. Lichtgelber, massiger Quarzit. Sandig zerfallender, schmutzigweißer Marmor, dünngeschichtet. Es folgt grauschwarzer Phyllit mit Quarzlagen, stark gefältelt, dann weißer und grauer Quarzit mit sericitischen Häuten, lichter weißer und grauer Marmor. Die Mächtigkeit dieser ganzen Zone beträgt nur 25—30 m. Es folgt eine Steilstufe, über die der Bach herabstürzt. Sie besteht aus dunklen Kalken und hellem Marmor, 30 m mächtig, darauf folgt 20 m grauschwarzer Phyllit, 5 m heller Marmor und dann nur noch grauschwarzer Phyllit, der bis zum oberen Ende des Steilhanges aufgeschlossen ist in einer Mächtigkeit von 100 m. Er streicht hier ungefähr O-W und fällt mit 75° S. Ältere Moränen bedecken weiterhin das anstehende und erst am unteren Ende der heutigen Endmoräne ist wieder ein Aufschluß von grünem Phyllit, O-W, 70° S.

Wir sehen aus diesen drei Profilen folgendes: in die Phyllitmasse schalten sich Kalklager ein, welche von 1 m bis zu 100 m Mächtigkeit erreichen und konkordant mit dem Phyllit liegen. Es sind das in der Phyllitzone gewachsene Kalke, wie sie ja auch an anderen Stellen (Agiaslängstal z. B.) angetroffen wurden. Gleichzeitig mit dem Phyllit sind diese Kalkzüge metamorphosiert worden. Auf die Phyllitzone legt sich nun transgressiv der Kalk der zentralen Zone. Ganz sichere Beweise für die Transgression sind allerdings hier nicht zu finden, aber nach allem, was über die Kalke der inneren Ketten des Tian-Schan (durch Keidel und Gröber) schon bekannt ist, sind wir zur Annahme der Transgression auch für diesen Teil des Gebirges berechtigt.

Die ganze Zone ist ein Gebiet starker Störungen, das beweisen bei a die Breccie, das ungleiche Streichen und Fallen der Phyllite nördlich und südlich des Eckpfeilers und die Diskordanz des Marmors zum liegenden Phyllit und bei c die intensive Zerrüttung und Zermalmung der Gesteine.

Die Fortsetzung der Grenze zwischen Phyllit- und Kalkzone ist noch in dem rechten Seitental zu sehen, welches östlich von a aus der Kalkzone herauszieht. Im Tal selbst ist die Grenze nicht sichtbar, alte Moränen und Gehängeschutt verdecken hier das anstehende Gestein. Dagegen tritt sie in dem untersten rechten Seitental gut hervor. Dieses Tälchen läuft gerade auf der Grenze. Der Kalk bildet, links des Baches, einen kecken Turm und im Talhintergrund eine Pyramide. Nördlich dieser Berge an ihrem Fuß zieht die Grenze gegen den Phyllit entlang und ist bis zu dem das Tälchen abschließenden Kamm sichtbar. Auch hier liegt südlich dieses Kalkes Quarzporphyr und erst weiter talauf erscheint die Hauptmasse des Kalkes.

Ebenso wie nach O bzw. ONO setzt sich die Grenze nach WSW fort. An dem zum untersten Teil des Kopsraigletschers abfallenden Gehänge treffen wir die Phyllite mit den Kalkzügen wieder, allerdings schlecht aufgeschlossen. Jedoch ist zu erkennen, daß auch hier Wechsellagerung von Phylliten und mit Quarz injiziertem Kalk bzw. Marmor stattfindet wie bei c. Streichen und Fallen N 65 O, 85 S. Die Grenze zieht weiter und setzt schräg über das in den Gletscher mündende linke Seitental. Die untersten 200 m seines Laufes liegen in grünem Quarzporphyr, ober diesem setzt der Kalk der zentralen Zone in einer Breite von 80—100 m durch das Tal. Der Bach hat in beiden Gesteinen eine enge Schlucht ausgearbeitet, welche 100 m unter einer früheren Talstufe liegt. Talauf folgen nun die Phyllite und ihr Erscheinen tritt schon morphologisch deutlich hervor. Das Tal ist breit, die Hänge sind weniger steil, die Bergformen sanfter.

Wir gehen zur zentralen Zone über. Die Entfernung von ihrem Nordrand bis zum wasserscheidenden Kamm (denn meine Untersuchungen reichen nur so weit) beträgt rund 20 km. Der Kopsraigletscher zieht in S-N Richtung vom Hauptkamm herab und endigt direkt südlich des schon besprochenen Kalkzuges. Der Gletscher bietet somit Gelegenheit, den Bau dieser Zone kennen zu lernen.

Beiderseits stehen die porphyrischen Gesteine an. Sie erscheinen in verschiedenen Farben, von dunkel- zu hell- und weißgrün, dann von hell- zu dunkelrot und violett. Eine bestimmte, nach einer Richtung hin stattfindende Farbenänderung ist nicht vorhanden, denn wenn auch die dunkelgrünen nach S allmählich heller werden und schließlich in hellrote, diese in dunkelrote und violette übergehen, so kommen doch nach den violetten wieder grüne und rote Schichten. Die Gesteine sind mehr oder weniger deutlich porphyrisch, meist gut gebankt in dickeren oder dünneren Lagen. Ausgesprochene Quarzporphyre kommen nur selten vor, ebenso graue Hällefinta und die (von b erwähnten) Sericitschiefer. Näheres über diese Bildungen wird in dem Abschnitt über die Gesteine des Gebietes gesagt, jetzt sei nur bemerkt, daß der zu diesem Komplex gehörige Granit in dem ganzen Gebiete nirgends an die heutige Oberfläche zu kommen scheint. Dagegen fand ich in den Moränen des Kopsraigletschers einige Stücke, welche dafür sprechen dürften, daß die Annahme eines in größerer oder geringerer Tiefe steckenden Granitmassives richtig ist, nämlich Diorit, der ja schon von verschiedenen Stellen in Verbindung mit Granit beschrieben wurde, und grünen Biotitgneiß mit Hornblende. Endlich deutet auch die anschließend zu beschreibende Metamorphose, welche die mächtigen Kalkmassen der zentralen Zone erlitten haben, auf ein Tiefengestein in der Nähe hin, ebenso wie die anstoßende Zone der Phyllite.

Die porphyrischen Gesteine streichen N 85 W und fallen steil N oder S oder stehen senkrecht. Die ganze Zone hat eine Breite von 10 km, quer zum Streichen gemessen, und ihre Gipfel ragen 400 bis 600 m über den Gletscher empor.

Südlich bildet ausschließlich Kalk das anstehende Gestein. Die Grenze zieht quer über den Hauptgletscher, verläuft südlich des linken Seitengletschers und setzt rechts über den dort mündenden Seitengletscher hinüber auf dessen Nordseite.

Der Kalk ist in seiner ganzen Ausdehnung kontaktmetamorph beeinflusst und die Partien zunächst dem Kontakt mit den porphyrischen Gesteinen sind vollständig in Marmor umgewandelt. Der Marmor ist meist weiß und grau, es finden sich aber auch Stücke von grobkörnigem rosa Marmor, der Lagen von grünen Glimmermineralien enthält. In den oberen Teilen des Gletschergebietes tritt Wechsellagerung von weißem und grauem Marmor mit schwarzen und schwarzbraunen, z. T. dolomitischen Kalkschiefern auf. Sie sind äußerst stark gepreßt und gefaltet, mit massenhaftem rötlichgelbem Glimmer imprägniert, von Quarzgängen durchsetzt und enthalten z. T. große, stenglige Turmaline. An einzelnen Stücken sieht man Wechsel von hellen kalkigen und schwarzen dolomitischen Lagen. Teilweise sind die Schiefer bituminös und sehr dünnstiefrig. Fossilien wurden keine gefunden, wenn auch einige Stücke den Eindruck von Korallenkalken machen, so läßt sich doch bei dem Fehlen jeglicher Struktur in den für Korallen gehaltenen Resten dies nicht feststellen. Im weißen Marmor sitzen manchmal kleine Granaten, Chloritblättchen und Schwefelkies, ferner fand ich zwei Stücke von weißem marmorisiertem Kalk, welche durchsetzt sind von langen stengligen Kristallen von Skapolith.

Die Lagerung des Kalkes bzw. Marmors ist, soweit sich dies erkennen ließ, folgende: die unteren Partien fallen meist bei NO—SW Streichen mit 40° SO, höher oben, dort, wo der Hauptgletscher sich nach O wendet, 20° SO. Doch finden sich auch schwach S fallende und horizontal liegende Partien, so bei dem in das Firnbecken mündenden Gletscher. Überhaupt scheint in der Umgebung des Firnbeckens und südlich des oberen, O-W verlaufenden Teiles des Hauptgletschers schwach S fallende bis horizontale Lagerung vorzuherrschen. Schon vom Tal aus ist dies deutlich sichtbar an den beiden höchsten Bergen südwestlich des Firnbeckens, bei denen weißer Marmor mit schwarzem Marmor oder Kalkschiefer wechsellagert. Daneben werden natürlich größere oder kleinere Schollen mit abweichender Lagerung vorhanden sein. Die gewaltige Eis- und Schneebedeckung läßt aber keine genauen Aufnahmen zu.

Khaptnsutal.

15 km östlich des Kopsai mündet der zweitgrößte Nebenfluß des Agias, der Khaptnsu. Sein Tal bietet im wesentlichen die gleichen Verhältnisse wie das Kopsaital; ich kann daher die Beschreibung kürzer fassen.

Die untere Hälfte des Tales bis zu der Vereinigung des S- und O-Tales liegt in der Phyllitzone. Die Schichten streichen quer zum Tal. Rechts ist eine Antiklinale mit zerstücktem First zu sehen, Nordflügel 30°, Südflügel 20—25°. Weiter flußauf stehen links Glaukophanschiefer, z. T. mit Granatcordierithornfels, und Amphibolit an. Diese Gesteine fallen mit 30—20° NW, liegen dann nahezu horizontal und fallen später wieder mit 30—40° N. Nach ihnen steht wieder, wie unten, Quarzphyllit an mit intensiver Fältelung.

Der O-W ziehende Arm des Khaptnsu liegt noch ganz in der Phyllitzone. Er verläuft in sehr spitzem Winkel mit der Hauptstreichrichtung und bietet wenig Bemerkenswertes. Im unteren Teil ist dem Phyllit eine Kalkbank eingeschaltet, das Streichen der Phyllite ist N 65 O, das Einfallen steil S oder senkrecht. In den von S, von der Hauptkette kommenden Tälern, sieht man im Hintergrund die Kalkberge aufragen.

Gehen wir nun im Südtal aufwärts, so sehen wir große Übereinstimmung mit dem obersten Koprseit. Der Phyllit fällt bei W-O Streichen 80—70° S, weiter talauf nur 60° S. Später scheint er N 65 O zu streichen. Sicher tut dies eine dem Phyllit eingeschaltete Lage von blaugrünem Glimmerschiefer, 45° S fallend. Das Tal, bisher meist enge Schlucht, wird breiter und ist von Schutt erfüllt, bald aber springt von rechts ein Felsporn vor und drängt den Bach nach W. Hier ist die Grenze zwischen Phyllit- und Kalkzone. Der Kontakt beider Zonen ist nicht aufgeschlossen. Der Felsporn besteht aus schwarzem, fossilführendem Kalk, welcher meist stark kristallinisch, z. T. auch schiefrig ist. Bedeutende Teile des Kalkzuges, der 150—200 m Breite hat, sind in weißen Marmor umgewandelt. Streichen N 65 O bei senkrechter Schichtstellung. Der Kalk hat auch starke mechanische Beeinflussung erlitten so, daß die Störungen oft auf Schichten beschränkt sind, welche zwischen solchen ohne erkennbare Störung liegen. Man sieht dann Auszerrung und Verdrückung von Schichten zwischen ganz normalen, ferner kleine Verschiebungen längs Brüchen, die mit Kalkspat ausgeheilt sind, lokale starke Faltungen, welche sich durch den Wechsel dunkler und heller dünner Schichten gut erkennen lassen. Auf den Schichtflächen ist der Marmor häufig mit Glimmer imprägniert.

Die Fossilien sind nicht gut erhalten und stratigraphisch wenig brauchbar. Immerhin ist es sehr wahrscheinlich, daß auch dieser Kalk, wie überhaupt der Kalk der gesamten zentralen Zone, oberes Unterkarbon repräsentiert, das im Tian-Schan ja so weit verbreitet ist. Ich fand: Fenestella, Crinoideen, Korallen, schlechte Gastropoden und Brachiopoden sowie einen ? Orthocerasrest.

Südlich des Kalkes beginnt die Zone der porphyrischen Gesteine mit einem rotbraunen Quarzporphyr, dem gleichen Gestein, das auch am Koprseit vorkommt. Es ist deutlich gebankt und zwar konkordant mit den Schichten des Kalkes, N 65 O, senkrecht. Talauf geht der Porphyr über in grüne porphyrische Gesteine, und es kommt weiter am Gletscher die gleiche unteilbare Masse von mehr oder weniger porphyrischen Gesteinen wie am Koprseit. Das von diesen Bildungen bedeckte Gebiet ist noch größer als dort, denn die gesamte Umrahmung des aus SO herabziehenden Gletschers und fast die ganze des größeren aus S kommenden liegen in den porphyrischen Bildungen, und diese erreichen hier eine Breite von 15 km. Man sieht bei dem Aufstieg zum Paß über den SO Gletscher, wie sich die durchaus deutlich gebankten Gesteine allmählich flacher legen und von senkrechter Stellung im N alle Zwischenstufen bis zu 15° Nordfallen am Paß durchlaufen, bei ungefähr W-O Streichen. Sie erstrecken sich über den erstiegenen Paß im Hauptkamm nach S hinaus. Es tritt also hier der Kalk erst jenseits der Wasserscheide auf und zwar südwestlich des Passes in einem Doppelgipfel, welcher aus hellem Marmor besteht, soweit die Schneebedeckung das anstehende Gestein sichtbar werden läßt. Die Kalkzone setzt sich nach O und NO fort und südöstlich des Passes bildet sie einen breiten Bergrücken.

Wir sehen also einen Unterschied gegenüber dem Kopsai insofern, als die größere Ausdehnung der porphyrischen Gesteine den Kalk aus der zentralen Lage verdrängt. Die Wasserscheide, welche im W und O im Gebiet des Kalkes liegt, geht hier auf die porphyrischen Gesteine über, welche im Khaptnsugebiet ihre größte Ausbreitung erlangen. Von hier nehmen sie nach W und O rasch ab, wie die Übersichtskarte (Taf. 1) zeigt.

Grosses Musarttal.

Der große Musart entsteht in der langen Furche des Musartpasses aus den Schmelzwassern der von O und W zu der Paßdepression herabziehenden Gletscher. Steil senkt sich zuletzt die Paßfurche nach N hinab, und der Musartbach tritt in sein Längstal, welches nur 4 km lang ist. Genetisch muß aber das von W zum Musarttal herabziehende Turaschutal als der Oberlauf des Musart betrachtet werden, denn es liegt in seiner Verlängerung nach W und birgt heute noch einen bedeutenden Gletscher, der vom Dondukolpaß herabkommt. Es wird bei der Darstellung der geologischen Verhältnisse gezeigt werden, daß auch sie diese Annahme stützen. Auch an der Umbiegung nach NW erhält der Musart einen bedeutenden Zufluß von dem von O herabziehenden großen Talgletscher Kai-Jailak, der eine dem Turaschugletscher analoge Lage hat. Nachdem zieht das Tal in NO Richtung als Quertal weiter und verläuft zuletzt, nach Vereinigung mit dem Dondukotal, in N Richtung bis zum Austritt aus dem Gebirge.

Wenig westlich davon bildet Melaphyrmandelstein am Rande der Tekesebene eine niedrige, schmale Hügelzone, die sich vermittelnd zwischen Gebirge und Ebene einschleibt. Nach W reicht der Melaphyr bis zu den Mukur-mutu-Tälern; die isolierten Hügel, welche sich noch weiter nach W erheben, bestehen aus Kalk. Man sieht grauen Breccienkalk, sehr hart, grauen kristallinen Kalk mit roten Putzen, dichten dunkelgrauen Kalk mit Breccien von Fossiltrümmern. Es ist Kalk des oberen Unterkarbons, der transgressiv auf älteren Gesteinen, nach Analogie mit der Lagerung in den Mukur-mutu-Tälern¹⁾ wohl auf Granit liegt. Nachträgliche Faltung hat die O-W streichenden Schichten hier an einem der Hügel muldenförmig aufgerichtet. An der Ostseite dieses Hügels setzt eine Querverwerfung durch den Kalk, und die kleine Scholle östlich der Verwerfung zeigt um 80° verschiedenes Streichen und fällt steil S (N 10 O, 65 S). Es herrschen hier die gleichen Verhältnisse wie weiter westlich, von wo Keidel sie beschrieben hat. Der Rand des Gebirges bildet eine Trümmerzone und ist von Längs- und Querverwerfungen durchschnitten. Die Folge dieser tektonischen Vorgänge war die Entstehung des Tekesbeckens, welches eine zwischen dem Chalylktau im S und Temurlyktau im N eingebrochene Scholle darstellt. Östlich der Mukur-mutu-Täler ist an solchen Längsbrüchen der Melaphyr emporgedrungen. Er reicht nach O nicht über das große Musarttal hinüber. Einige isolierte Hügel nördlich des Ausflusses des großen Musart aus dem Gebirge bestehen aus Granit, der auch das Gebiet nach S bis oberhalb der Vereinigung des großen Musart und Dondukol bildet. Es ist ein ziegelroter, grobkörniger Biotitgranit, der von grünlichweißen Apliten durchsetzt ist.

¹⁾ Keidel, Geologische Übersicht über den Bau des zentralen Tian-Schan. Abh. d. Akad. d. Wiss. München, math.-phys. Kl., Bd. 23, 91–192, 1906.

Oberhalb der Mündung des Dondukol, schon in der Phyllitzone, welche jetzt folgt, liegt zu beiden Seiten des Musart ein grauviolettes und grünes Gestein, nach der mikroskopischen Untersuchung ein völlig zertrümmerter und zermalmter Granit, analog den Pfahlschiefern im Bayrischen Wald. Verwerfungen und Brüche durchsetzen in großer Zahl dieses Gestein. Unter ihm liegt Hornblendegabbro mit teilweise gerundeter und geglätteter Oberfläche.

Das Tal wird enger und zieht weiter durch die Phyllitzone. In ihr bleibt es ungefähr 6 km weit. Die Schichten des grünen Phyllites fallen steil S (80°) und streichen zuerst N 25—15 O spitzwinklig mit dem Tal, später ändern sie ihre Richtung und streichen N 40—65 O, sodaß sie fast quer über das Tal wegsetzen. Nahe der Südgrenze des Phyllites finden sich, konkordant, zwei Züge von hellen Quarziten eingeschaltet, in geringem Abstand voneinander. Der südliche Zug ist 10 m breit und besteht aus weißlichem, geschichtetem Quarzit, N 65 O, 80 S. Am nördlichen Kontakt mit dem Phyllit liegen in ihm einzelne blaugrüne Quarzitbänke, am südlichen Kontakt dagegen finden sich Linsen von grauem Quarzit im Phyllit.

Bald nach dem zweiten Quarzitzug ist die Grenze dieser Phyllitzone erreicht. Sie verläuft in der Sohle eines rechten Seitentales und zieht quer über das Haupttal hinweg. Es kommt das innere Granitmassiv. Zunächst stehen Aplite an, dann kommt Gneiß, welcher bald in Granitporphyr übergeht. Darauf treffen wir noch einen zu der Phyllitzone gehörenden Komplex, welcher, im Musarttal selbst wenigstens, von der eigentlichen Phyllitzone durch den Gneiß und Granitporphyr getrennt ist. Auf der rechten Seite öffnet sich ein Kar, in dessen Hintergrund chloritische Schiefer anstehen. Sie enthalten massenhaft Linsen von grauem Dolomit und stehen bis zu einem 1 km weiter südlich gelegenen Tälchen an. Streichen und Fallen konkordant mit dem Phyllit, N 65 O, 80 S. Aus diesem Tälchen bringt der Bach Gerölle von dunkelgrauem Kalk heraus, der im oberen Teil des Tälchens ansteht und eine Einlagerung im Schiefer bildet. Durch die Einwirkung des Granites sind hier Schiefer und Kalk stark zertrümmert und miteinander verknetet worden, wobei die Kalksteine z. T. dolomitisiert wurden.

Es folgt nun das Granitmassiv, welches 13 km breit ist und die Phyllitzone in eine nördliche und eine südliche Hälfte trennt.

Der Granit ist ziemlich verschiedenartig ausgebildet. In der Hauptsache ist es ein blaßroter Biotitgranit von mittlerem Korn. Mit freiem Auge erkennt man die roten Orthoklase, gelbgrünen Plagioklas, farblosen Quarz und grünen Biotit. Im einzelnen zeigen sich Abweichungen von dieser Ausbildung. Neben dem richtungslos körnigen Granit tritt porphyrischer mit großen rötlichen Orthoklasen auf (Granitporphyr), die Feldspäte und Glimmer ordnen sich zu Lagen (Augengneiß) und es tritt mehr oder weniger deutlich Parallelstruktur auf. Auch die Farbe wechselt, neben dem blaßroten Granit kommt fleischroter vor, auch hellere Varietäten treten auf bis zu weißlichen Tönen. Durch Überhandnehmen der dunklen Bestandteile erscheinen auch grüne Abarten. Nahe dem südlichen Ende des Massivs nimmt die manchmal in geringer Menge vorhandene Hornblende an Menge zu, sodaß das Gestein hier als Hornblendegranit bezeichnet werden muß. Dioritische und aplitische Facies des Granits ist nicht selten, wie überhaupt der Granit von zahlreichen Apliten durchsetzt ist. Sie sind zum Teil feinkörnig, z. T. mikropegmatitisch, z. T. haben sie auch so grobkörnige, ganz unregelmäßige Zusammensetzung, daß das Gestein besser

als Pegmatit bezeichnet wird. Es liegen dann große Turmaline und Spessartine in der hauptsächlich aus Feldspat- und Quarzbrocken bestehenden Masse regellos zerstreut.

Die übrigen, innerhalb des Granitmassives vorkommenden Gesteine werden besser zusammen mit den tektonischen Verhältnissen besprochen. Wir haben schon gesehen, daß an der Nordgrenze des Massivs mit der Annäherung an den Granit eine Zunahme des Grades der Metamorphose eintritt: der Phyllit wird ersetzt durch chloritische Schiefer. Der Granit selbst ist am Rande schiefrig ausgebildet (Gneiß) und erst in einiger Entfernung davon kommt der normale Granit mit seiner wechselnden Ausbildung zu Tage. In ihm treten Hornblende- und Uralitsaussuritgabbro auf. Der Granit ist hier auf der rechten Talseite gut aufgeschlossen und man kann in den Schutthalden am Fuß der Wände die verschiedenen Abarten sammeln.

Die Seitentäler des mittleren Musarttales habe ich nicht begangen. Es sind dies rechts das Altunbulaktal, links 1 km unterhalb des ersteren das Kotanbulak und weitere 3,5 km flußabwärts, ebenfalls links, das Chamer-dawan-Tal. Nach den Geröllen zu urteilen, welche der Kotanbulak aus seinem Tal herausführt, stehen dort die gleichen Gesteine an wie im mittleren Musarttal. Es sind hauptsächlich Granite mit z. T. granatführenden Apliten, ferner dioritische Facies von Granit und Quarzdiorit, dann Augengneiß und feinkörnige Gneiß, welche allmählich in Glimmerschiefer übergehen. Von basischen Eruptivgesteinen findet sich Gabbro und als Umwandlungsprodukt Eklogit. Im Chamer-dawan-Tal scheinen die gleichen Gesteine anzustehen, zu welchen noch Strahlsteinschiefer treten.

Der Kamm zwischen Musart und Altun-bulak senkt sich flußabwärts stark und bildet bei der Mündung des Altun-bulak nur noch einen niedrigen, terrassierten Rücken. Er wird von grünen Glimmerschiefern gebildet, welche N 75 O streichen und durch Längsverwerfungen in eine Anzahl kleiner Schollen zerteilt sind. Die Schichtpakete der einzelnen Schollen haben bei stets gleichem Streichen ganz verschiedenes Fallen, welches von 40° S bis zu senkrechter Stellung schwankt (Fig. 18).

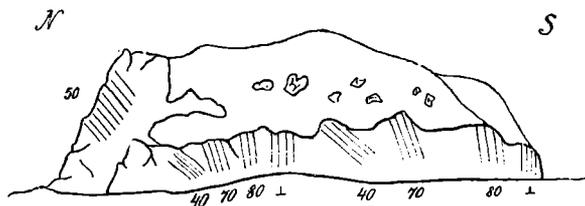


Fig. 18.

- Rücken zwischen gr. Musart und Altun-bulak. Stark gestörte Glimmerschiefer.

Nach S geht der Glimmerschiefer bald in Gneiß und dieser in Granitporphyr über, der bis zur höchsten Erhebung des Kammes und darüber hinaus nach S reicht. Nur an einer Stelle ist ihm ein 20—30 m mächtiger Kalkzug eingelagert. Der Kontakt mit dem Granit ist nicht aufgeschlossen und die herumliegenden Steine können ebensogut wie vom Kontakt von den Moränen stammen, von denen Reste bis zu großer Höhe hinauf liegen. Der Kalk zieht in N 35 O Richtung hinab ins Tal und setzt auf der linken Seite fort, wo am Fuß einer Wand mit einer seichten, steilen Rinne Trümmer des grauen Kalkes, sowie

weißer marmorisierter Kalk liegen. Auf der rechten Seite legt sich an den Fuß des Kammes eine 8 m hohe, 20 m breite Terrasse aus Flußschottern, die mit steilem Abbruch zum Talboden abfällt. An der Stelle, wo der Kalkzug das Tal quert, treten am Fuß der Terrasse warme Quellen zu Tage (24 und 30°), welche in sehr primitiver Weise von den Eingeborenen zu Bädern benützt wurden.

Südlich des Kalkzuges steht auf beiden Talseiten Granitporphyr an, hie und da mit sauren oder basischen Ausscheidungen, Aplite und Gabbro. Links ist weiter talauf, da, wo das Tal eine starke Biegung macht, der Granit als Hornblendegranit entwickelt. Oberhalb der Brücke zieht im rechten Hang eine enge Steilschlucht herab und nördlich davon maß ich in gneißartigem Granit N 65 O, 50 S, also die gleiche Streichrichtung, welche in der äußeren Phyllitzone bis weit talabwärts zu treffen ist. Dioritische Ausbildung des Granites nimmt weiter nach S stark überhand, daneben finden sich aber auch die pegmatitischen Aplite in besonders schöner Ausbildung.

Etwa $3\frac{1}{2}$ km unterhalb des 3. Pikets ist die Südgrenze des Granitmassivs erreicht, die ungefähr quer durchs Tal streicht. Ihre genaue Festlegung ist hier schwer möglich, denn im Tal selbst liegen mächtige Schottermassen und die Hänge zu beiden Seiten sind fast durchaus begrast und bieten nur selten Aufschlüsse.

Auch hier am Südrand liegt zwischen Granit und Phyllit eine Übergangszone (Gneiß, Glimmerschiefer, injizierte Schiefer), auch hier ist also, ebenso wie am Nordrand, der kontaktmetamorphosierende Einfluß des Granites auf die Schiefer unverkennbar.

Der Phyllit streicht N 75 O und fällt mit 80° S oder steht senkrecht. Er reicht nach S bis zum Längstal des Musart, welches auf der Grenze zwischen Phyllit und der südlich folgenden zentralen Kalkzone verläuft. Nach O zieht die Grenze über den unteren Teil des Kai-Jailakgletschers empor. Man sieht in dessen Endmoräne beim 3. Piket nur Kalk und Marmor und wenig porphyrische Gesteine, während Phyllite gänzlich fehlen. Sie sind auf die rechte Seitenmoräne beschränkt und infolge der Neigungs- und Bewegungsverhältnisse des Gletschers, dessen Oberlauf ganz in der Kalkzone liegt, gelangen keine Phyllittrümmer in die Endmoräne.

Vom obersten Musarttal aus konnte ich noch einige detaillierte Untersuchungen in der Phyllitzone ausführen.

Steigt man vom Ende des Turaschugletschers (das Turaschutal mündet von W in das Musartlängstal) nach N die steilen Hänge hinauf bis zu einem Berg, ca. 3900 m, der in dem Kamm zwischen dem Längstal und einem nördlichen kleinen Seitental des Musart aufragt, so erhält man folgendes Profil: bis 200 m über dem Talboden liegen alte End- und Seitenmoränen. Dann beginnt das anstehende mit einer Phyllitserie. Erst kommt graugrüner gefalteter, seidenglänzender Quarzphyllit, W-O, 80 S, in einer Breite von 50 m, dann 200 m grüner Quarzphyllit, zuletzt dunkelgrauer, dünnschiefriger Phyllit mit lebhaftem Seidenglanz, 150 m.

Darauf folgt ein an den Rändern geschichteter, in der Mitte klotziger Zug von dioritischem Grünstein und nach ihm grünlichweißer Glimmerschiefer. Während nun in den Phylliten und im Grünstein die Streichrichtung durchwegs W-O war bei steilem Fallen, zeigt der Glimmerschiefer N 35—55 O und steht senkrecht. Er bildet weiter bergauf das anstehende. 700 m über dem Talboden traf ich einen 9 m breiten Kalkzug, Richtung

N 80 O, senkrecht stehende Schichten. Er liegt im Glimmerschiefer, der nach N bald in Phyllit übergeht. Im einzelnen erhielt ich folgende Reihe:

S: Glimmerschiefer,	
Knotenglimmerschiefer,	
Kalkglimmerschiefer 80 cm,	
weißgrauer Marmor mit Muskowit	}
gebankter Grünstein	
grauer Kalk mit Muskowit	
lichtgrauer Marmor mit Muskowit und Schwefelkies	
Chloritschiefer 1,5 m,	
Knotenglimmerschiefer.	
N: grüner Phyllit.	

Weiter oben traversierte ich den Hang westlich des Gipfels und sammelte hier folgende Gesteine: Sericitschiefer, Ophikalzit, Grünstein, Knotenglimmerschiefer, schiefrieger Kalkstein. Da hier das anstehende ganz von Schutt verdeckt ist, konnte ich keinen Einblick in die Lagerung dieser Gesteine gewinnen. Erst am Gipfel selbst gelangte ich wieder zu anstehendem Gestein. Die Schichten streichen hier spitzwinklig zum Kamm, so daß die verschiedenen Zonen über ihn hinüberziehen. Schwarzgrauer, stark kristallinischer Kieselkalk steht hier an, 30 m mächtig. Im Schutt liegen Knoten- und gewöhnliche Glimmerschiefer, wenig östlich Gipfel braungrauer Glimmerschiefer, dann dioritischer Grünstein, der nach O bald von fleckigem Glimmerschiefer abgelöst wird. Auch westlich vom Gipfel setzt ein Grünsteinzug über den Kamm. 1 km östlich Gipfel, bis wohin verschieden farbige Glimmerschiefer anstehen, streicht ein 20 m breiter Kalkzug über den Kamm. Beim Abstieg von hier nach S zum Musarttal kommt man durch eine Serie von Glimmerschiefern und Phylliten, wobei erstere im allgemeinen in den oberen, letztere in den unteren Partien des Gehänges auftreten. Streichen und Fallen N 75 O, 80 S, ganz unten N 80—90 O, \perp .

Weitere Beobachtungen habe ich im Turaschutal und am Dondukolpaß (3700 m) gemacht, welcher den Übergang von jenem zum Dondukoltal vermittelt.

Der Paß liegt auf der Grenze zwischen Phyllit- und Kalkzone. Am Paß selbst steht schwach porphyrischer Biotitgranit an, nördlich davon grüner Phyllit.

Beim Abstieg ins Turaschutal findet man in den Schutthängen, die fast die ganze Nordseite des Tales bedecken, verschiedene Phyllite und Quarzphyllite, ferner Hornblendegabbro und ein sehr hartes, grünes Gestein mit massenhaften weißen Kalkspatgängen und -häuten durchsetzt, das angewittert schlackig zerfressene Oberfläche hat. Es ist ein Gemenge von körnigem Kalk und Grünschiefer, welche zusammengeschweißt sind und dürfte entstanden sein durch Beeinflussung von Kalk durch dioritisches Material. Dafür spricht auch das Vorkommen von Quarzdiorit und dioritischem Granit. Vom Paß aus sieht man aus dem Schutt aufragend einzelne klotzige Partien von hellbraun anwitterndem Gestein in ungefährer W-O Richtung hintereinander liegen. Es sind die Reste eines oder mehrerer Kalkzüge, welche mit dioritischem Grünstein verbunden sind. Auch Serpentin fand sich im Geröll. Bei der Vereinigung des vom Paß herabziehenden Tales mit dem Turaschutal steht schwarzer Phyllit an, N 75 W, 70 N.

Zu dem vereinzelt Vorkommen von schwach porphyrischem Granit am Dondukolpaß gesellen sich Stücke von Granitporphyr, welche in der Endmoräne des Turaschugletschers gefunden wurden.

Wir sehen also in der Phyllitzone neben dem Hauptgestein, Phyllit in verschiedener Ausbildung, auch verschiedene Glimmerschiefer mächtig entwickelt und ferner andere Gesteine, welche als Einlagerungen auftreten. Vor allem sind hier die Kalke bemerkenswert, welche in drei Zügen von 30, 20 und 8 m Mächtigkeit vorhanden sind und z. T. weitgehende Umwandlung und Imprägnation mit Mineralien erlitten haben. Dazu kommen Gabbro, Serpentin und Diorit, sowie Zwischenstufen zwischen ihm und Granit, endlich der porphyrische Granit an der Grenze gegen die nächste Zone.

Diese Grenze ist durch die verschiedene Erscheinungsform der Gesteine beider Zonen deutlich sichtbar. Vom Dondukolpaß aus kann man sie auf eine Strecke von 40 km scharf erkennen. Nach W sieht man hinab in den Talschluß des Dondukol und hinüber zu einem Paß, welcher den Übergang zum Saikaltal ermöglicht und ebenso wie der Dondukolpaß auf der Zonengrenze liegt, nach O reicht der (Taf. 8, Fig. 4) Blick durch das Turaschu- und Musartlängstal und über den großen Kai-Jailakgletscher hinauf bis zu den Bergen östlich des Gletschers.

Die Phyllitzone ist charakterisiert durch ziemliche Gleichheit der Formen, durch im allgemeinen gleiche Höhen, durch ausgedehnte Schutthänge und weite begraste Flächen. Sie steht dadurch in auffallendem Gegensatz zur Kalkzone. Hier ist die Individualisierung der einzelnen Berge stark ausgeprägt, die Hänge sind steil und daher meist schuttler, die Gipfelhöhe ist 1800—2500 m größer als in der Phyllitzone, deren Gipfel etwa 4000 m erreichen. Damit in Einklang steht das vollständige Fehlen von Vegetation und die starke Entwicklung der Gletscher, wodurch der Gegensatz zwischen den dunklen Phyllitbergen und den hellen Felsmassen der Kalkzone noch gesteigert wird.

Das Musartpaßdéfilé hat eine Länge von $8\frac{1}{2}$ km und verläuft in N-S Richtung vom Musartlängstal bis zum Dschiparlykgletscher. Es führt also quer zum Streichen durch den nördlichen Teil der zentralen Kalkzone.

Das Hauptgestein ist Kalk bzw. Marmor. Der Marmor ist weiß und grau, z. T. dolomitisch, auch linsenförmige Partien von grauem in weißem kommen vor, der Kalk ist hell- bis dunkelgrau und hat manchmal das Aussehen eines Korallenkalkes.

Außerdem nehmen porphyrische Gesteine, gleich denen, welche vom Agiastal beschrieben wurden, einen bedeutenden Anteil am Aufbau des Gebietes. Sie sind aber lange nicht so mächtig entwickelt wie im Kopsai- und Khaptnsutal und treten nur als beträchtliche Einlagerungen im Kalk auf.

Daneben kommen noch einige Gesteine vor, welche aber keine größere Bedeutung besitzen und nur als Gerölle gefunden wurden. Es sind aplitisch injizierte Schiefer, Epidotfels (umgewandeltes basisches Eruptivum), Grünstein (Uralitdiabas), Hornblendesyenit, brauner feinkörniger Biotitgneiß, schwarzer Phyllit.

Über die Tektonik konnte ich folgendes ermitteln: Die Schichten streichen O-W und setzen über die Paßfurche (3500 m) unverändert fort, so daß also eine Querverwerfung bei der Entstehung nicht in Frage kommt. Dagegen scheinen parallele Längsverwerfungen hier und im Gebiete des Dschiparlykgletschers eine große Rolle zu spielen.

Mit 80° N fallende Marmorschichten (Taf. 2, Fig. 2) steigen steil aus dem Längstal des Musart empor, beiderseits der Furche sind ihnen zwei schmale Züge von grünen Quarzporphyren eingeschaltet, durch einen schmalen Marmorzug voneinander getrennt. Weiter nach S stellen sich die Marmorbänke senkrecht, hier liegt in der Furche selbst eine Steilstufe, welche ebenfalls senkrechte Schichtstellung aufweist.

Südlich von c fallen die Schichten mit 70° S. Von den senkrechten nördlich davon sind sie durch einen Längsbruch getrennt. Der zweite liegt bei b zwischen 70° S und 40° N fallenden Bänken von porphyrischem Gestein und der dritte bei a zwischen N fallendem porphyrischem Gestein und $30-40^{\circ}$ S fallenden abwechselnd hellen und dunklen Marmorlagen. Die Verhältnisse der Westseite sind im wesentlichen die gleichen, daher kann ihre gesonderte Besprechung wegfallen.

Südlich des Passes dehnt sich in O-W Richtung der gewaltige Dschiparlykgletscher, der später nach S umbiegt und im südlichen Musarttal endigt. Er liegt noch vollständig in der zentralen Kalkzone, welche südlich des Gletschers mächtige Berge bildet. Man sieht an ihnen vom Musartpaß aus bzw. von dem südlichen Ende des Paßdéfilés die gleiche Zusammensetzung wie am Paß selbst (Kalk bzw. Marmor und Quarzporphyr) und durch die Beobachtungen von Keidel ist nachgewiesen, daß auch im südlichsten Teil der Kalkzone, im südlichen Musarttal, die gleichen Verhältnisse herrschen. Meine Untersuchungen erstrecken sich nur bis zum Süden der Paßfurche da, wo diese steil zum Gletscher abbricht. Er hat hier $1\frac{1}{2}-2$ km Breite. Die Ursache der Entstehung seines Bettes dürfte auf Längsbrüche zurückzuführen sein, analog den am Paß beobachteten und parallel zu diesen, und Grabenbildung.

Wir sehen also am Musartpaß ähnliche Verhältnisse wie im O im Koks- und Agiasgebiet. Der Kalk ist meist in Marmor umgewandelt und ist von zahlreichen kleineren und größeren porphyrischen Massen durchbrochen, welche als Ausläufer oder Randfacies eines in der Tiefe liegenden Granites betrachtet werden müssen. An einigen Stellen (Dondukolpaß, Turaschutal, Musartpaß) fanden sich, als porphyrischer Granit und als Syenit, Anzeichen, daß dieser Granit nicht weit unter der heutigen Oberfläche sich befindet.

Das Alter des Kalkes läßt sich bei dem Fehlen von Versteinerungen nicht mit Bestimmtheit feststellen; nach Analogie mit anderen, in dieser Beziehung günstigeren Gebieten des Tian-Schan dürfen wir aber annehmen, daß er oberes Unterkarbon darstellt. Der Granit und seine saure Randfacies, der Quarzporphyr, ist jünger als der Kalk und sein Empordringen fällt in die Zeit nach dem Unterkarbon.

Die Gesteine.

Charakteristisch für den Tian-Schan ist die weite Verbreitung von Graniten und dementsprechend die große Ausdehnung des von ihnen beeinflussten Gebietes. Dazu kommt als weitere Eigenart die Lückenhaftigkeit der Sedimentgesteine und ihr Mangel an Versteinerungen. Denn nur ein einziges Sedimentgestein hat in dem bereisten Gebiet an manchen Stellen brauchbare Fossilien geliefert. Die Feststellung der zeitlichen Aufeinanderfolge der verschiedenen Gesteine kann daher entweder durch ihre Lagerung zu der fossilführenden Formation oder auf Grund der durch oder auf die Gesteine ausgeübten Metamorphose erfolgen.

Eine chronologische Tabelle der Gesteine ist also nur möglich unter Bezugnahme auf die tektonischen Verhältnisse und wird später gegeben werden, zugleich soll dort auch versucht werden, die Bildungszeit der Gesteine zu bestimmen. Jetzt soll nur das Wichtigste über Verbreitung und Beschaffenheit der einzelnen Gesteine gesagt werden.

Tiefengesteine.

1. Granite.

Sie haben großen Anteil am Aufbau des Gebirges und sind auf weiten Strecken anstehend zu finden. Das Charakteristische des Granites im Tian-Schan ist sein Auftreten in langgestreckten Massiven, deren Längsachse im allgemeinen mit der Richtung der Gebirgsketten parallel verläuft.

Keidel unterscheidet in dem Teile des Tian-Schan, welcher westlich des von mir bereisten Gebietes liegt, zwei große Abteilungen des Granites: die äußeren und die inneren Massive, und teilt jedes dieser Massive noch in einen südlichen und einen nördlichen Zug. Keidel erwähnt auch, daß der südliche Zug des äußeren Granitmassivs sich bis in das unterste große Musarttal fortsetzt und erst östlich dieses Tales durch die Randbrüche des Tekesbeckens, schief zur Längsrichtung, abgeschnitten wird.

Die Fortsetzung der äußeren Züge treffen wir weiter im O und besonders im N, außerhalb des Chalyktau. Vielleicht steht im westlichsten Teil des Attuintau, der ziemlich isoliert in dem Tekesbecken aufragt, Granit an, der jedoch nur ein kleines Areal bedecken kann. Mächtig ist der Granit dagegen nördlich der Tekesebene entwickelt, wo er die Vorberge des Temurlyktau in einer Breite von etwa 20 km aufbaut (im Meridian des Aulietaschpasses). Von hier nach W nimmt seine Ausdehnung in N-S Richtung noch bedeutend zu und im westlichen Teil des Temurlyktau (bei der russisch-chinesischen Grenze) bildet er fast die ganze Gebirgskette vom Nordrand des Tekesbeckens, an welchem er durch Brüche abgeschnitten und das verbindende Stück zwischen ihm und dem Granit

südlich des Beckens in die Tiefe gesunken ist, bis nahezu zum Südrand des Ilibeckens. Obwohl hier im oberen Kasantal transgressiv liegendes Unterkarbon ein Stück weit ansteht, kann doch kein Zweifel darüber bestehen, daß der Granit beiderseits der Karbonscholle der gleiche ist und unter ihr durchzieht. Eine Trennung in einen nördlichen und südlichen Zug läßt sich also hier nicht durchführen.

Ebensowenig geht dies bei dem inneren Granitmassiv. Es zieht vom oberen Bayumkoltal herüber mit ostnordöstlicher Richtung, setzt durch das Saikal- und Uirtentotal, sowie Dondukoltal und quert das große Musarttal in seinem Mittellauf in einer Breite von 13 km. Seine Fortsetzung nach O wurde im Kongrbulaktal und Agiasquertal angetroffen. Da das Gebiet zwischen den Quertälern des Agias und Koksus noch ganz unbekannt ist, kann über den Verlauf des Granitmassives in diesem Teile des Gebirges nichts gesagt werden. Wir treffen das Massiv wieder im Quertal des Koksus und sehen es von hier weiter nach ONO ziehen. Es bildet hier eine bedeutende Kette, die Kurdaikette, welche im Koksugebiet noch an zwei Orten, im oberen Kurdaital bis zum Kurdaipaß und im Ursprungsgebiet des Koksus, nördlich des Karagaitasch und Basisberges, das große Tertiärbecken im N begrenzend, von mir festgestellt wurde.

Ich unterscheide also in dem von mir bereisten Teil des Tian-Schan zwei große, in W-O Richtung gestreckte Granitmassive, welche in Bezug auf ihr Alter deutlich verschieden sind. Das nördliche, äußere Massiv ist älter als der unterkarbonische Kalk, welcher transgressiv über ihm liegt, das südliche, innere Massiv ist jünger als Unterkarbon, denn es hat den Kalk im Kontakt metamorphosiert. Beide Massive aber sind jünger als die Sedimentgesteine der Phyllitzone und die Metamorphose der Sedimentgesteine dieser Zone ist auf Rechnung der Granite zu setzen.

Wie weiter im W, so setzen auch im Chalyktau die Granite nicht die höchsten Teile des Gebirges zusammen, sondern sind auf die der Hauptkette nördlich vorgelagerten Gebirgsteile beschränkt. Das äußere Massiv tritt östlich des großen Musart aus dem Chalyktau heraus und seine Fortsetzung liegt jenseits des Tekes im Attuintau und Temurlyktau, das innere Massiv zieht parallel der Hauptkette, bleibt aber von ihr durch eine breite Phyllitzone getrennt. Wir sehen hier eines der auffallendsten Merkmale des Baues des mittleren Tian-Schan, daß nämlich trotz der großen Verbreitung des Granites die Hauptkette nicht von ihm, sondern von Sedimenten, und zwar unterkarbonischem Kalk, gebildet wird.

Äußeres Granitmassiv.

Im NW des Gebietes, im untersten großen Musarttal, steht von wenig oberhalb der Mündung des Dondukol in den Musart bis zum Gebirgsrand und weiter nach N in der Tekesebene noch in einigen isolierten Hügeln, im ganzen in einer Breite von 5 km, ein ziegelroter grobkörniger Biotitgranit (Granitit) an, der von grünlichweißen Apliten durchsetzt ist.

Dieser Granit verschwindet nach N unter den jungen Bildungen der Tekesebene, östlich des Musarttales bildet unterkarbonischer Kalk den Rand des Gebirges und südlich des Granites liegt eine Zone von grünen Schiefen und Phylliten, mit Quarziten und Gabbro. In dieser Zone, in geringer Entfernung vom Südrand des Massivs, steht ein völlig zertrümmerter und zermalmter Granit an, der nach seinem Aussehen große Ähnlichkeit

mit den Pfahlschiefern des Bayrischen Waldes hat. Er liegt in einem Gebiet starker Störungen, ist von zahlreichen Brüchen durchsetzt und tritt in Kontakt mit Gabbro. Dieser Granit ist eine Apophyse des Massivs und beweist somit, daß die Gesteine der Phyllitzone, in die er eingedrungen ist, älter sind als der Granit.

Im Temurlyktau ist der Granit das älteste sichtbare Gestein. Er liegt hier unter dem transgressiven Kalk des oberen Unterkarbons und ist im Chonochaital von diesem noch durch die Porphyritdecke getrennt. Es kann also auch hier das Alter des Granites nicht näher festgestellt werden.

Über das Auftreten von Granit im westlichsten Attuintau konnte ich mir nicht die nötige Klarheit verschaffen; es scheint mir wahrscheinlich, daß der nur im Geröll gefundene Granit im Attuintau überhaupt nicht ansteht, sondern in einer Zeit hohen Wasserstandes dorthin verfrachtet wurde.

Inneres Granitmassiv.

Das Gestein dieses Massives ist in der Hauptsache ein mittelkörniger kataklastischer Biotitgranit (Granitit). Er wurde in fünf verschiedenen Tälern, vom großen Musarttal im W bis zum obersten Koksugebiet im O, angetroffen. Im großen Musarttal liegt er in der Phyllitzone und hat Kontaktmetamorphose auf die angrenzenden Gesteine ausgeübt. Ich fand hier am Nordrand, noch in der Phyllitzone, Aplite sowie Gneiß, der in Granitporphyr übergeht, ferner chloritische Schiefer mit Kalk zusammengeschießt, wobei der Kalk dolomitisiert ist und in Form von Linsen in dem Schiefer eingebettet ist. Noch deutlicher ist am Südrand die Kontaktwirkung des Granites zu sehen, denn hier schaltet sich zwischen den normalen, richtungslos körnigen Granit und den Phyllit eine Übergangszone von schiefrigem Granit (Gneiß) zu Glimmerschiefern und injizierten Schiefen ein.

Im Agiasquertal tritt der Granit an den Rand des Tekesbeckens und ist hier durch Brüche abgeschnitten. Im Süden geht er in Gneiß über, der immer schiefriger wird und zum Phyllit überleitet. Im Granit eingeschlossen liegt eine Scholle von unterkarbonischem Kalk, welcher metamorphosiert ist und wir sehen also hier, daß der Granit, wie im Musarttal, jünger ist als die Phyllite und auch jünger als das obere Unterkarbon.

Im Quertal des Koku konnte die genaue Grenze zwischen dem Kalk im N und Granit im S nicht untersucht werden, da hier junge Ablagerungen die älteren Gesteine verhüllen. Am Südrand traf ich gleiche Verhältnisse wie im Agias und Musart, allmählichen Übergang von Granit zu Glimmerschiefer und Phyllit. Im Kurdaital ist die Nordgrenze wieder deutlich sichtbar. Eine steile Verwerfung trennt hier Kalk und Granit, auf ihr ist Quarzporphyr emporgedrungen. Aber auch nördlich davon, auf dem Karabulaksyrt, wurde an einer Stelle Granit angetroffen, rings von Kalk umgeben, und die weitgehende Marmorisierung des Kalkes auf dem ganzen Syrt spricht dafür, daß auch hier der Granit jünger ist als der Kalk. Am Südrand, am Kurdaipaß, bietet sich das schon bekannte Bild, hier prächtig aufgeschlossen. Man kann ganz genau, vom Paß nach S über den Kinsupaß ins Kinsutal, den Übergang von normalem Granit durch die verschiedenen Zwischenstufen zu Phyllit verfolgen. Ebenso ist es im obersten Koksugebiet (Basisberg), sodaß also ein Zweifel an dem niedrigeren Alter des Granites gegenüber der Schieferserie und dem unterkarbonischen Kalk ausgeschlossen ist.

2. Syenit.

Er wurde nur an zwei Stellen gefunden: im oberen Koksgebiet als Geröll aus der granitischen Kurdaikette und in der Furche des Musartpasses. Auch hier wurde er anstehend nicht gesehen. Da er auch im Gehängeschutt nur spärlich vertreten ist, kann er nur geringe Mächtigkeit haben. Es handelt sich hier wie in der Kurdaikette nur um lokale Faciesbildung im Granit bzw. um einen syenitischen Gang.

3. Diorit.

Grüne, fein- und grobkörnige, auch porphyrische Diorite und Quarzdiorite finden sich nicht selten. Abgesehen von den dioritischen Bildungen im Granit, welche als besondere Facies des Granites keine selbständige Stellung besitzen, tritt Diorit in Gängen und kleinen Stöcken in der Phyllitzone auf. Im oberen Koksatal und am Kurdaipaß steht Diorit im Kontakt mit Kalk an, der in der Phyllitzone bzw. in der Übergangszone zwischen Granit und Phyllit liegt. Der Diorit scheint hier auf den Kalk kontaktmetamorph eingewirkt zu haben. Im Temurlyktau endlich setzt ein Dioritgang, beiderseits begleitet von Quarzit, durch Sedimente der Angaraschichten. Ist somit dieser Diorit jünger als die durchbrochenen Angaraschichten, so läßt sich das Alter der übrigen Diorite nur ganz ungefähr feststellen. Der Diorit am Kurdaipaß dürfte, ebenso wie der im Agiasquertal, welcher unterkarbonischen Kalk durchbricht, ungefähr gleichaltrig mit dem inneren Granit sein, vom Diorit im oberen Koksatal läßt sich nur sagen, daß er älter ist als die diskordant über ihm und dem Kalk liegenden Hanhaisedimente.

4. Gabbro.

Im Musarttal und im Agiastal fand ich an einigen Stellen Gabbro. Er kommt als Einlagerung im Granit vor (mittleres Musarttal) und außerdem in wenig mächtigen Stöcken oder Lagern in der Phyllitzone.

Ergussgesteine.

Von Ergußgesteinen besitzen Porphyrit und Quarzporphyr große Bedeutung für den Bau des Gebietes. Wenn wir die Verbreitung dieser beiden Gesteine betrachten, so sehen wir, abgesehen von einem wenig ausgedehnten Vorkommen von Quarzporphyr im oberen Kasantal im Temurlyktau, daß beide nicht zusammen vorkommen, sondern scharf voneinander getrennt sind. Eine Linie von Narynkol in ONO Richtung über das unterste Agias und das Koksquertal nördlich des großen Beckens bildet die Grenze. Nördlich davon, also hauptsächlich im Temurlyktau, ferner im Attuintau und in den Vorbergen des Chalyktau vom Agias nach O tritt, mit der schon erwähnten Ausnahme im Temurlyktau und einer weiteren im Koksquertal wenige km nördlich der Grenzlinie, nur Porphyrit auf, während südlich der Linie, im Agiasquertal, Koksquertal, im Kurdaital an der Biegung, ferner in der Nordabdachung der Hauptkette des Chalyktau vom Musartpaß bis zum Quellgebiet des Koku in einer W-O Ausdehnung von 200 km ausschließlich Quarzporphyr auftritt und Porphyrit gänzlich fehlt. Es sind zwar noch große Lücken in unserer Kenntnis dieses Teiles des Tian-Schan, denn ich habe das zentrale Gebiet nur in vier Quertälern

kennen gelernt, aber der auf große Entfernungen gleichbleibende Bau des Tian-Schan überhaupt und speziell dieses Teiles berechtigt zu dem Schlusse, daß auch in den zwischen meinen Routen liegenden Gebieten ungefähr die gleichen Verhältnisse herrschen.

5. Porphyrit.

Im Temurlyktau auf der Route über den Aulietaschpaß trafen wir zwei verschiedene Porphyrite. Der ältere liegt auf der Südseite konkordant unter dem unterkarbonischen Kalk der Stufe des *Productus giganteus*. Obwohl die Möglichkeit, daß unter dem Porphyrit wieder unterkarbonischer Kalk liegt, nicht ausgeschlossen ist, glaube ich doch mangels eines Beweises für diese Ansicht (siehe Routenbeschreibung!) annehmen zu müssen, daß der Porphyrit älter ist als das obere Unterkarbon, welches transgressiv über ihm liegt.

Der jüngere Porphyrit ist auf die Nordseite des Temurlyktau beschränkt. Er durchbricht Angaraschichten (Breccienbildung, Frittung von Sandstein) und ist demnach in der späteren Angarazeit oder nach ihr emporgedrungen. Gleichaltrig mit ihm dürfte der Porphyrit am Nordrand des Temurlyktau sein, welcher bei der Route über den Satl-Kasanpaß erwähnt wurde.

Endlich tritt Porphyrit in großer Menge im Attuintau und in den Vorbergen des Chalyktau vom Agias nach O auf. Der Bau dieser beiden, durch den Tekes voneinander getrennten Gebiete ist durchaus der gleiche und die in später Zeit erfolgte Scheidung durch den Tekes ist nur eine äußerliche. Der unterkarbonische Kalk ist von Porphyrit an vielen Stellen durchbrochen, beide Gesteine sind später gefaltet worden. Porphyrit hat also postunterkarbonisches Alter, ist aber älter als der im nördlichen Temurlyktau. Denn dieser ist erst nach der Entstehung der Hauptkette des Temurlyktau nördlich von ihr emporgedrungen, während jener schon den Kalk durchbrochen hatte, als die Gebirgsbildung und Faltung erfolgte.

6. Quarzporphyr.

Der Quarzporphyr im Temurlyktau konnte nicht näher untersucht werden. Wahrscheinlich ist er effusive Facies des Granites, der dort fast die ganze Kette zusammensetzt, und somit älter als der unterkarbonische Kalk. In Bezug auf seine Lagerung hat dieser Quarzporphyr große Ähnlichkeit mit dem Porphyrit im Chonochaital, weil auch dort der unterkarbonische Kalk transgressiv darüber liegt. Wenn aber der Quarzporphyr gleichzeitig mit dem Granit emporgedrungen ist, dann ist er älter als der Porphyrit, da dieser erst nach dem Granit aufgestiegen ist.

Zweifellos jünger als Unterkarbon ist der Quarzporphyr südlich der Grenze gegen den Porphyrit. Zwar läßt sich dies nicht für alle Vorkommen nachweisen und wir können im Kauinduibalak- und seinem Paralleltal nur feststellen, daß Quarzporphyr in Kontakt mit Tonschiefer und Kalk tritt, im Tuff Trümmer des Schiefers einschließt und den Kalk marmorisiert hat. Der Porphyr ist also jünger als beide Gesteine, aber deren Alter konnte nicht ermittelt werden. Der Tonschiefer dürfte gleichaltrig sein mit den Gesteinen der Phyllitzone, in welcher er liegt, und für den Kalk besteht, nach Analogie mit anderen Kalkzügen in der Phyllitzone, Grund zu der Annahme, daß er ebenfalls ein solcher, präkarbonischer Kalk ist.

Dagegen tritt im Koksquertal und im Kurdaital das jüngere Alter des Quarzporphyrs gegenüber dem Kalk deutlich hervor, im Koksutal durch Marmorisierung, Zertrümmerung und Breccienbildung des Kalkes, im Kurdaital durch die Abhängigkeit des Quarzporphyrs von den tektonischen Verhältnissen, welche ihm erst das Empordringen ermöglichten.

Die weiteren Vorkommen von Quarzporphyr liegen im Hauptkamm des Chalyktau. Wenn ich das bei den Routenbeschreibungen schon über diese Bildungen und ihr Vorkommen Gesagte zusammenfasse, ergibt sich folgendes: Im W am Musartpaß treten sie als einzelne, dem Kalk eingeschaltete Züge auf, welche teils nur 100 m, teils auch 2 km breit sind. Von hier nach O nehmen sie rasch an Ausdehnung zu und verdrängen den Kalk mehr und mehr nach S, so daß er im Kopsaital auf einen schmalen Zug am Kontakt mit dem Phyllit beschränkt ist und erst 10 km weiter südlich in den hohen Regionen des oberen Kopsaigletschergebietes wieder ansteht, während das ganze dazwischen liegende Gebiet von den porphyrischen Gesteinen aufgebaut wird, welche mindestens 400 m über den Gletscher aufragen. Im Khaptnsutal erreicht die Ausdehnung dieser Gesteine in N-S Richtung ihren Höhepunkt. 15 km breit erstrecken sie sich bis zum Hauptkamm, der hier aus zwei parallelen Ketten besteht, bilden die nördliche Kette und erst südlich davon kommt der Kalk zum Vorschein. Weiter nach Ost wird ihre Breite rasch geringer und im Saksanteke- und Mustamastal und im obersten Koksgebiet fand ich nur noch wenig bedeutende Massen von deutlich erkennbaren Quarzporphyren den Kalken eingeschaltet.

Die Hauptmasse dieser Gesteine besitzt helle Farbe, licht weißlich, hellgrau, -grün, hell- und schmutzigrot. Die Struktur ist häufig deutlich porphyrisch und von der gleichmäßig dicht erscheinenden Grundmasse heben sich die Einsprenglinge von weißem Feldspat und farblosem Quarz im Querbruch gut ab. Die Porphyrstruktur ist manchmal so gut ausgeprägt, daß das Gestein schon makroskopisch als Quarzporphyr erkannt wird und nach seiner mikroskopischen Zusammensetzung auch als solcher bestimmt werden muß. Die Grundmasse tritt hier gegenüber den Einsprenglingen zurück und diese bestehen aus rötlichem Feldspat und farblosem oder milchweißem Quarz. Dazu treten noch spärlich dunkle Mineralien. Diese Quarzporphyre sind am besten ausgebildet im O im Koksgebiet, weiter im W stehen sie hinter den schwächer porphyrischen Gesteinen sehr zurück. Hier erscheinen makroskopisch vollständig dichte Bildungen und neben beiden extremen Ausbildungen sind alle Zwischenstufen vorhanden. Dunkle Mineralien fehlen vollständig oder nahezu vollständig. Glimmer (Muskowit und Sericit) sind an manchen Stellen reichlich vertreten und verleihen den Schieferungsflächen seidigen Glanz.

Die mikroskopische Untersuchung dieser Gesteine vom Musartpaß (siehe später!) ergab für die meisten Quarzporphyr-Charakter. Daneben kommen auch einige vor, welche nach ihrem Habitus als Quarzkeratophyre angesprochen werden müssen und nicht besser als mit den Worten von Rosenbusch (Elemente der Gesteinslehre, 3. Aufl. 1910, p. 328) beschrieben werden können. Sie haben z. T. sehr große Ähnlichkeit mit den typischen Quarzkeratophyren aus der Lennegegend oder aus dem Harz. So sind also in diesem Komplex alle Übergänge von Quarzporphyren zu den Quarzkeratophyren vertreten. Ein Fund von grauer Hälleflinta am Kopsaigletscher z. B. dürfte eine solche Zwischenbildung zwischen Porphyr und Keratophyr darstellen.

Eine Trennung nach den einzelnen Unterarten ist nicht möglich, da sie meistens alle zusammen vorkommen und in keiner bestimmten Ordnung aufeinander folgen. Der ganze

Komplex muß nach seiner Beschaffenheit und nach seinem Auftreten als eine zusammengehörige Masse betrachtet werden. Er dürfte die saure Randfacies eines Granitmassives sein, welches in geringer Tiefe unter der Oberfläche steckt. Dann erklärt sich auch die starke Umwandlung, welche der Kalk erlitten hat noch in Entfernungen von 10 km vom Kontakt mit den effusiven Bildungen. Im Koprssaigebiet z. B. ist der Kalk des Hauptkammes fast durchweg kontaktmetamorph beeinflusst, zu Marmor umgewandelt und mit Kontaktmineralien imprägniert. Eine derartig weitreichende Einwirkung von effusiven Bildungen ist sehr unwahrscheinlich. Wenn wir dagegen annehmen, daß Granit in nicht zu großer Tiefe steckt, — und wir haben ja am Musartpaß und im Turaschutal Anzeichen dafür gefunden! — bekommen wir eine Erklärung für die kontaktmetamorphe Umwandlung des Kalkes.

Erwähnt sei noch, daß die porphyrischen Gesteine, wo immer sie auftreten, eine meist sehr gut ausgeprägte Schieferung in bald dickere, bald sehr dünne Bänke zeigen. Die Schieferungsflächen stehen meist sehr steil oder senkrecht, im oberen Khaptnsu auch schwach geneigt, immer aber streichen sie parallel mit der Richtung der Ketten, also O-W bis NO—SW. Diese ausgeprägte Druckschieferung ist auf Rechnung von gebirgsbildenden Vorgängen zu setzen, welche mit starkem tangentialem Druck verbunden waren. Auch die Bildung von Sericitschiefern ist ihm zuzuschreiben.

7. Melaphyr.

Westlich vom Ausfluß des großen Musart in die Tekesebene bildet Melaphyrmandelstein vom Typus des Navits die niedrigen Hügel am Gebirgsrand. Über seine Lagerung ist nichts weiter bekannt, er grenzt nach S an den alten Granit des äußeren Massivs und an unterkarbonischen Kalk. Wahrscheinlich ist der Melaphyr jünger als der Kalk und auf einem der Randbrüche des Tekesbeckens emporgedrungen.

8. Basalt.

An drei Stellen wurde Basalt gefunden. Im untersten Koksutal und im Chonochaital durchbricht er unterkarbonischen Kalk, am Nordfuß des Temurlyktau im Dschagistaital Sandsteine der Angaraschichten. Ist somit das Alter dieser drei Basalte sicher postunterkarbonisch, so kann doch nicht entschieden werden, ob es bei den drei Vorkommnissen gleich ist.

Die Phyllitzone und ihre Gesteine.

Zwischen dem äußeren Granitmassiv im untersten großen Musarttal und dem inneren Massiv im mittleren Talabschnitt liegt eine Zone von Phylliten. Der innere Granit hat auf diese Zone kontaktmetamorphe Wirkung ausgeübt. Gehen wir weiter talauf, so treffen wir südlich dieses Granites wieder eine breite Phyllitzone mit den gleichen Gesteinen und auch hier unzweifelhaft metamorphosierende Einwirkung des Granites auf die Schiefer.

Daraus ergibt sich also, daß die beiden Phyllitzonen im großen Musarttal zusammengehören und nur durch die Intrusion des Granites getrennt wurden. Suchen wir nun die Fortsetzung der beiden Teile der Phyllitzone nach O auf. Ein Blick auf die Karte zeigt,

daß die nördliche Abteilung schief zur Begrenzung des Tekesbeckens gegen dieses hin streicht, infolgedessen den Rand des Beckens schon wenig östlich des großen Musarttales erreichen muß und dort durch die Randbrüche des Tekesbeckens abgeschnitten wird.

Die südliche Abteilung dagegen setzt sich noch in dem ganzen von mir untersuchten Gebiete, also bis zur Wasserscheide Koksus-Yulduş, 200 km östlich des Musart, fort. Wir haben sie bei Besprechung der einzelnen Routen schon kennen gelernt, ich kann daher hier auf eine detaillierte Beschreibung verzichten. Es sei nur rekapituliert, daß die großen Längstäler des Agias und Koksus durchaus in der Phyllitzone liegen, daß die Breite der Zone vom Musart nach O rasch zunimmt und daß überall, wo der Kontakt mit dem Granit beobachtet wurde, nicht die normalen Kontaktzonen auftreten, sondern daß ein allmählicher Übergang aus dem richtungslosen Granit durch Gneiß und Glimmerschiefer zu Phyllit stattfindet.

Wie schon die gewählte Bezeichnung dartut, sind die Gesteine dieser Zone überwiegend Phyllite. Es sind meist grüne, seltener graue Gesteine, häufig mit Fältelung, manchmal mit Quarzlagen zwischen den Schichten (Quarzphyllite). Ihnen eingelagert finden sich in größeren oder kleineren Massen verschiedene Gesteine, welche man gewöhnlich als kristallinische Schiefer bezeichnet.

Abgesehen von den Glimmerschiefern, welche nur als Übergänge zwischen Granit und Phyllit auftreten und die ich daher nicht noch eigens bespreche, kommen vor:

Quarzite und Quarzitschiefer in geringer Mächtigkeit;

Chloritschiefer im Kontakt mit Kalkstein;

Kalkstein in mehr oder minder mächtigen Zügen, z. T. in Kalkglimmerschiefer umgewandelt, meist aber in weißen Marmor, wobei auf den Schichtflächen zahlreiche Glimmerblättchen liegen (Näheres bei den einzelnen Routen!);

Serpentin im oberen Musartgebiet, im Kongrbulak- und oberen Koprşaital, jedoch nirgends im Anstehenden gefunden;

Amphibolgesteine, von diesen häufig Amphibolite, welche in Verbindung mit Kalken auftreten (oberstes und unterstes Agias, Kurdaipaş), ferner als Einlagerung in Glimmerschiefer und Phyllit (nördliches Kauindubulak, Berg südlich Biegung des Agias, unteres Koprşai) und endlich verknüpft mit Glaukophangesteinen (mittleres Koprşai und mittleres Khaptısu). Gleichfalls an diese gebunden sind Eklogite (oberes Agias, mittleres Koprşai, Kongrbulak). Im mittleren Khaptısu fand ich einen Granatcordierithornfels, bei den Glaukophangesteinen, den einzigen Hornfels in dem ganzen von mir bereisten Gebiete.

Grünsteine sind ziemlich häufig, besonders im Musarttal, weniger in den anderen Tälern. Sie sind teils dioritisch, teils umgewandelte Diabase.

Außer diesen mehr oder weniger umgewandelten Gesteinen fanden sich in der Phyllitzone an einigen Stellen auch Tonschiefer. Im oberen Koksugebiet ist es ein graues phyllitähnliches Gestein, in den Kauindubulaktälern im Agiasgebiet rotbrauner Tonschiefer und im Kongrbulaktal schwarzer Tonschiefer, von dem sich auch Putzen im grauen Kalk finden.

Unterkarbonischer Kalk.

Durch Keidel wissen wir, daß die gesamten mächtigen Kalkmassen des nördlichen zentralen Tian-Schan sowohl in den inneren Ketten als auch in den äußeren Gebirgstteilen Ablagerungen des Meeres der Unterkarbonzeit sind, welches transgredierend über altes Land vordrang. Begeben wir uns nun an die Ostgrenze des Keidelschen Gebietes, so sehen wir am Musartpaß die zentrale Kalkzone ohne Unterbrechung vom Pik Nicolai Michailowitsch nach O weiterziehen. Sie setzt über den Paß weg und bildet im ganzen Chalyktau die Wasserscheide zwischen Nord und Süd. Dieser inneren Kalkzone steht eine äußere gegenüber, welche gewissermaßen die Fortsetzung der äußeren Kalkmassen im Gebiete Keidels darstellt, nach Nord weit über den Chalyktau hinaus sich erstreckt und große Ausdehnung im Temurlyktau erlangt.

In der inneren Zone liegen die größten Höhen des ganzen Tian-Schan und seine höchsten Berge werden von dem Kalk gebildet. Diese liegen noch westlich des von mir bereisten Gebietes. Nach O im Chalyktau vermindert sich die Höhe etwas, bleibt aber noch bis zum Kopsaigebiet auf etwa 6000 m und nimmt erst weiter nach O rascher ab, sodaß im obersten Koksugebiet die Höhe der Berge des wasserscheidenden Kammes nur noch ungefähr 5000 m beträgt.

Der Feststellung des Alters dieser inneren Kalkzone stellen sich große Schwierigkeiten entgegen, welche nicht nur in der durch ihre Lage und ihre starke Vergletscherung verursachten mühsamen Bereisung liegen. Der Hauptgrund ist vielmehr die weitgehende Metamorphose des Kalkes. Das Nähere darüber wurde schon bei Besprechung der einzelnen Routen erwähnt, deshalb kann hier eine detaillierte Aufzählung unterbleiben. Es sei nur angeführt, daß der Kalk größtenteils in körnigen Marmor umgewandelt ist, der in allen Farbenabstufungen von weiß durch gelbliche Töne zu grau und dunkelgrau vorkommt. Die weißen lichten Töne herrschen vor; öfters sieht man Wechsellagerung von weißem und grauem Marmor, was darauf schließen läßt, daß das ursprüngliche Gestein aus abwechselnden Lagen von verschiedener Zusammensetzung bestand. Manchmal ist auch Wechsellagerung von weißem oder grauem Marmor mit schwarzen und schwarzbraunen, z. T. dolomitischen Kalkschiefern zu beobachten. Auch Wechsel von hellen kalkigen und dunklen dolomitischen Schichten kommt vor. Dazu treten noch mehr oder weniger zahlreich verschiedene Mineralien als Neubildungen, besonders Glimmer sind in großer Masse vorhanden, stellenweise auch Turmaline, und Quarzgänge durchziehen das Gestein. Diese Umstände zusammengenommen, ergibt sich, daß das Finden von Versteinerungen in diesen stark veränderten Sedimenten sehr unwahrscheinlich ist.

Tatsächlich gelang es mir auch weder am Musartpaß noch im Kopsaigebiet, irgend welche sicheren Reste von Organismen in der Kalkzone zu finden. Ein wenig günstiger gestalten sich die Verhältnisse weiter nach Ost und ich konnte hier im Khaptnsutal und im Saksanteketal eine Anzahl von Fossilresten sammeln. Allerdings sind diese meist so schlecht erhalten, daß eine spezifische Bestimmung unmöglich ist, oder sie sind zu stratigraphischen Zwecken unbrauchbar. Ich fand diese Fossilien in weniger stark beeinflussten Teilen der Kalkzone. Das Gestein ist hier ein hell- bis dunkelgrauer, auch schwarzer Kalkstein, stellenweise bituminös, manchmal schiefrig, auch kohlige Partien kommen vor. Der Kalk ist manchmal dicht, meist aber mehr oder weniger kristallinisch und von Quarzgängen

und -linsen durchsetzt, welche beweisen, daß auch hier noch eine metamorphosierende Einwirkung stattgefunden hat.

Über seine Lagerung ist nur zu bemerken, daß er diskordant über den Gesteinen der Phyllitzone liegt. Transgressionskonglomerat an der Basis des Kalkes konnte ich nirgends wahrnehmen und auch dort, wo der direkte Kontakt Kalk-Phyllit nicht aufgeschlossen ist, ist die Wahrscheinlichkeit für das Vorhandensein einer solchen Bildung sehr gering.

In der äußeren Kalkzone liegen die Verhältnisse zur Feststellung des Alters des Kalkes günstiger. Dort ist der Kalk nur an einigen Stellen metamorphosiert, im allgemeinen aber hat er seine ursprüngliche Beschaffenheit erhalten und damit auch seine Versteinerungen. Es gelang daher an verschiedenen Orten, bestimmbare Versteinerungen im Kalke zu sammeln und sein Alter festzustellen. Es zeigte sich, daß er gleichaltrig ist mit dem im westlich anstoßenden Gebiete und somit oberes Unterkarbon und zwar die Stufe des *Productus giganteus* repräsentiert. Es ist ein grauer Kalk z. T. mit roten Putzen und Linsen, lokal im Attuintau auch brauner mit verkieselten Fossilien und Hornsteinkonkretionen. Am besten aufgeschlossen ist dieser Kalk im Chonochaital im Temurlyktau, wo er nahezu horizontal liegt und reichlich Fossilien enthält (siehe Gröber, Carbon etc.). Er liegt dort über dem Porphyrit, beginnt mit einer Oolithbank und über ihr liegen etwa 450 m dunkelgrauer Kalk, darüber konkordant 100 m klotziger hellgrauer Kalk, welcher die Kammhöhe bildet. Die Mächtigkeit des oberen Unterkarbons beträgt also hier mindestens 550 m und muß, da Hangendes fehlt, in Wirklichkeit noch größer sein. Bei der gewaltigen Verbreitung, welche der Kalk hier im Temurlyktau und besonders im Chalyktau hat, kann große Mächtigkeit des Kalkes nicht wundernehmen. Allerdings mögen tektonische Ursachen zu einem großen Teil eine Mächtigkeit des Kalkes vortäuschen, welche die wirkliche Mächtigkeit bedeutend übertrifft, aber wir sehen doch in den Gebieten mit wenig gestörter Lagerung, wie z. B. im oberen Saksanteketal oder Mustamastal, wo die Schichten im allgemeinen flach bzw. horizontal liegen, daß vom Talboden bis hinauf zur Kammhöhe nichts anderes ansteht als Kalk und er demnach Mächtigkeiten von 600 und mehr Metern erreicht.

Diese Tatsachen legen die Frage nahe, ob denn wirklich die ganzen Kalkmassen des Chalyktau einzig dem oberen Unterkarbon angehören oder ob nicht doch ein Teil des Kalkes einem tieferen oder höheren Horizont entspricht. Eine Entscheidung darüber zu geben, ist mir nicht möglich, denn meine Beobachtungen und Funde genügen nicht zur Lösung dieser Frage. Wenn ich trotzdem den Kalk als eine einheitliche, zusammengehörige Masse betrachte und ihn, solange nicht widersprechende Tatsachen bekannt sind, als oberes Unterkarbon auffasse, so geschieht dies, weil manches dafür spricht und mit der Einreihung des Kalkes ins Unterkarbon sich manche Erscheinungen im Bau des Chalyktau erklären lassen, die sonst unverständlich bleiben würden. Genaueres darüber im tektonischen Teil!

Angaraschichten.

Die nächstjüngeren Schichten auf der Nordseite des Chalyktau haben tertiäres Alter. Während des jüngsten Paläozoikums und des ganzen Mesozoikums blieb dieser Teil des Tian-Schan frei von Meeresbedeckung und erst im Tertiär wurden in einzelnen abgeschlossenen Becken Sedimente abgelagert. Dagegen finden wir auf der Nordseite des

Temurlyktau und im Talkyital des dsungarischen Alatau, also an den Seiten des heutigen Ilibeckens und in diesem selbst nordwestlich Kuldscha Ablagerungen, welche jünger als der karbonische Kalk und älter als Tertiär sind. Sie gehören zu den Angaraschichten, welche in anderen Teilen des Tian-Schan, besonders im Osten (nach den Mitteilungen Gröbers) weit verbreitet sind und große Mächtigkeit erlangen.

Die Sedimente dieser Gruppe sind recht verschiedenartig. Während im Talkyital Ton- und Kieselschiefer anstehen, welche deutlich transgressiv über dem Kalk zum Absatz gelangten, treffen wir im Dschagistaital auf der Nordseite des Temurlyktau vorwiegend Sandsteine, dagegen sind hier die Schiefer auf wenig mächtige Tonmergel und Tonschiefer beschränkt und außerdem sah ich an einer Stelle eine 40 m mächtige Kalkbank. Im Ilibecken selbst stehen über roten Sandsteinen und Konglomeraten, welche das Liegende bilden, Schiefertone und kalkige Sandsteine an mit Braunkohlenflözen. Ob die Bestimmung dieser Schichten als Rhät und Lias (nach Muschketow) zutrifft, konnte ich nicht entscheiden; Funde von Versteinerungen im Talkyital und Dschagistaital habe ich nicht gemacht und somit bleibt für die Feststellung des Alters dieser Sedimente nur die Tatsache verwertbar, daß sie jünger sind als der unterkarbonische Kalk und transgressiv über ihm (Talkyital), bzw. diskordant zu ihm (Aulietasch) abgelagert wurden, daß sie ferner älter sind als die im dsungarischen Alatau mächtig entwickelten Hanhaischichten, denn Rollstücke der Tonschiefer und Sandsteine kommen in den Konglomeraten des Urta-Aksutales vor. Für die Gleichstellung der Schichten vom Talkyital mit denen vom Dschagistaital spricht vor allem ihre Lagerung, an den Rändern eines Beckens, und dann auch der Umstand, daß in beiden Komplexen Porphyritergüsse stattgefunden haben, welche noch in die Angarazeit verlegt werden müssen. Denn in den schon erwähnten tertiären Konglomeraten des Urta-Aksutales kommen unter den Rollstücken auch solche von Porphyrit vor.

Hanhaischichten.

In unserem Gebiete stehen diese Schichten an verschiedenen Stellen an. Große Ausdehnung und Mächtigkeit haben sie am Südfuß des dsungarischen Alatau, wo sie mindestens 60 km weit eine 15 km breite Zone bilden. Wir trafen sie ferner im oberen Koksugebiet. Hier bestand im Tertiär ein großes, abgeschlossenes Becken, welches über das Gebiet des oberen Koku nach O hinaus noch in das Yuldustal sich erstreckte. Endlich dürften die Ablagerungen, welche im Südosten des Tekesbeckens in großer Mächtigkeit aufgeschlossen sind, gleichfalls den Hanhaischichten zuzurechnen sein.

Wir haben also in drei getrennten Gebieten diese Sedimente. Es sind durchaus Absätze von Seen, welche ohne Abfluß gedacht werden müssen. Demgemäß stammt das Material der Ablagerungen nur aus der Umgebung der Seen und hat meist keine sehr starke Abnutzung während des häufig nur kurzen Transportes erlitten. Daher bestehen die Hanhaischichten ausschließlich aus klastischen Sedimenten und zumeist aus gröberen oder feineren Konglomeraten mit Sanden und geschichtetem Löß. Die Lagerung ist in den meisten Fällen noch die ursprüngliche, also horizontal oder mit geringer Neigung von den Rändern nach der Mitte des Beckens einfallend. Doch zeigen sich an manchen Stellen Spuren von gebirgsbildenden Bewegungen in diesen Sedimenten. Eine dieser Stellen liegt in dem niedrigen Rücken, welcher dem Temurlyktau parallel zieht und östlich des Pikets

Summe sein Westende hat. Der Kasan-Urtensai, der aus dem Temurlyktau kommt, durchbricht diesen Höhenzug in breitem Tal. An dessen Ostrand fließt das Wasser und hat hier eine Steilwand geschaffen, welche folgendes zeigt:

Geschichtete Schotter, teilweise feinere sandige Schichten zwischen den gröberen, streichen N 85 O und fallen mit 20° N. Nach S legen sie sich allmählich flacher und zuletzt horizontal. Die geneigten Schichten sind abradiert und auf ihnen liegen diskordant horizontale Schotterlagen, 3—4 m mächtig, darüber dann ungeschichteter Löß 15 m dick, weiter südlich nur noch 5 m dick. Am Eingang in dieses Erosionstal liegt eine Terrasse am linken Ufer des Kasan, welche sich früher weiter nach S fortsetzte, wie an der Steilwand zu erkennen ist. Heute ist dieses südliche Stück von geschichtetem Löß bedeckt. Wir haben also hier ältere Seeablagerungen, welche aufgerichtet, abradiert und von jüngeren Seeablagerungen überdeckt wurden. Das Ganze ist überzogen mit einer Decke von äolischem Löß.

Die zweite der Stellen, wo ich solch junge Bodenbewegungen feststellte, liegt nordöstlich Narynkol, nahe der russisch-chinesischen Grenze. Der Bayumkolfluß durchbricht hier einen kleinen Höhenzug in der Tekesebene. Man sieht östlich des Flusses einen Aufschluß von geschichteter Nagelfluh, die mit 20° S fällt. Auch am Ostende des Rückens zeigt die Nagelfluh dieses Einfallen.

Die Neigung der Schotterlagen in diesen beiden Aufschlüssen kann nicht als eine ursprüngliche angesehen werden, denn in beiden Fällen neigen sich die Schichten nicht nach der Mitte des Beckens, sondern nach den Rändern.

Bei dem vollständigen Fehlen von organischen Resten in all diesen Schichten ist es unmöglich, ihr Alter festzustellen. Es ist demnach gar nicht ausgeschlossen, daß die erwähnten Schotter verschiedenen Alter haben, daß die horizontalen Ablagerungen der Tekesseeterrasse im östlichen Teile des Tekesbeckens jünger sind als die Hanhaischichten im Ilibecken und im oberen Koksugebiet und daß sie altersungleich sind mit den aufgerichteten und z. T. abradierten und von neuen Sedimenten bedeckten Schottern des westlichen Tekesbeckens.

Diluviale und alluviale Bildungen.

Daß im Tian-Schan früher eine viel stärkere Vergletscherung vorhanden war als heute, ist bekannt und geht auch aus den verschiedenen diesbezüglichen Bemerkungen hervor, welche ich bei den Routenbeschreibungen gemacht habe. Ich beabsichtige nicht, näher auf dieses Thema einzugehen, da Herr Prof. Merzbacher während der Expedition sein Augenmerk darauf gerichtet hatte. Ich enthalte mich auch eines Urteils über die Zahl der Eiszeiten im Tian-Schan. Ist es schon in den Alpen trotz genauester Untersuchungen noch nicht gelungen, eine Einigung darüber zu erzielen, so ist im Tian-Schan bei den wenigen zu Gebote stehenden Beobachtungen noch weniger daran zu denken, sichere Schlüsse ziehen zu können. Wer sich näher für dieses Kapitel interessiert, der lese die betreffenden Ausführungen in den Werken der verschiedenen Geographen, welche in den letzten 15 Jahren den Tian-Schan bereist haben.

Die Beweise für die Existenz mehrerer Eiszeiten bzw. für mehrmalige Vorstöße und Rückzüge der Gletscher sind in den Tälern in Menge zu finden. Gewaltige Moränen und

noch mächtigere fluvioglaciale Schotter füllen größtenteils den Boden der Täler aus und oft sind die Flüsse tief in diese jungen Ablagerungen eingeschnitten.

Als letztes Glied der Formationen endlich seien noch kurz die postglacialen Bildungen erwähnt. Hierher gehören die heutigen Gletscher mit ihren Moränen, die Alluvionen der Flüsse und die Massen von Gehängeschutt, welche besonders im Längstal des Agias in zusammenhängender Decke das anstehende Gestein verhüllen. Auch in den engen Tälern der zentralen Zone sind große Schuttkegel, welche vom Talboden weit hinauf an den steilen Wänden reichen.

Mikroskopische Untersuchungen an Gesteinen des grossen Musarttales.

Bei dem Vorherrschenden kristallinischer und metamorphosierter Gesteine in dem bereisten Gebiet ergab sich die Notwendigkeit, die Gesteine wenigstens eines Quertales einer mikroskopischen Bearbeitung zu unterziehen. Denn manche für die Frage nach der Art und dem Zeitpunkt des Entstehens von Gesteinen wichtige Tatsache ist nur durch eingehende petrographische Untersuchung zu erkennen. Ich wählte zu diesem Zweck die Gesteine des nördlichen großen Musarttales und untersuchte von den 120 vom Musartpaß bis zum Rande des Gebirges gegen die Tekesebene gesammelten Handstücken 59 im Dünnschliff. Die Wahl der Gesteine gerade dieses Tales für die mikroskopische Untersuchung wurde erstens dadurch veranlaßt, daß dieses Tal sämtliche fünf von mir unterschiedenen Zonen des Chalyktau durchzieht und zweitens dadurch, daß die Gesteine des vom Musartpaß nach S ziehenden südlichen Musarttales bereits durch Kleinschmidt und Limbrock¹⁾ eine mikroskopische Bearbeitung erfahren haben, so daß also die beiden Arbeiten zusammen einen vollständigen Durchschnitt durch den Hauptzug des Tian-Schan, wenig östlich seiner höchsten Erhebungen, geben.

Ich unterscheide im großen Musarttal fünf Zonen, welche von N nach S aufeinander folgen:

- a) äußere Granitzone mit Melaphyr am Gebirgsrand,
- b) äußere Phyllitzone, getrennt durch
- c) innere Granitzone von
- d) innere Phyllitzone; auf diese folgt
- e) zentrale Kalkzone mit Quarzporphyr.

Es sollen zunächst die einzelnen untersuchten Gesteine, nach Zonen geordnet, besprochen und dann die sich daraus ergebenden Schlüsse gezogen werden.

Von a) wurden nur drei Stücke untersucht:

Melaphyrmandelstein: In einer rotbraunen Grundmasse liegen leistenförmige Einsprenglinge von Feldspat und grüne Putzen, sowie Mandeln mit rötlichgelber und grüner Füllung. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß die Grundmasse aus intersertalen Leisten von sericitisiertem Labrador besteht und daß die Räume zwischen den einzelnen Leisten von Kalkspat und anderen nicht näher bestimmbar Mineralien, sowie von opakem Erz und Leukoxen ausgefüllt sind.

¹⁾ Kleinschmidt und Limbrock, Die Gesteine des Profils durch das südliche Musarttal im zentralen Tian-Schan. Abh. d. Ak. d. Wiss. München, math.-phys. Kl., Bd. 23, 213—232, 1906.

In dieser Grundmasse liegen als Einsprenglinge die schon makroskopisch sichtbaren größeren Individuen von schwach sericitisiertem Oligoklas-Andesin und die grünen Putzen, die sich als serpentinierter Olivin mit starker Rostabscheidung an den Rändern und auf Sprüngen bestimmen lassen. Die Ausfüllung der Mandeln besteht aus Kalkspat und wirrfasrigem Chlorit.

Somit haben wir hier einen porphyrischen Melaphyr vor uns, dessen Einsprenglinge aus Olivin und Plagioklas bestehen, das Gestein hat also den Typus des Navits.

Biotitgranit (Granitit): Ein grobkörniges Gestein mit ziegelrotem Orthoklas, lichtgrüngelbem Plagioklas, farblosem Quarz und Partien eines dunkelgrünen Minerals.

U. d. M. erkennt man Orthoklas in perthitischer Verwachsung mit Plagioklas, daneben in bedeutender Menge Oligoklas. Die Feldspäte sind sericitisiert und zwar der Oligoklas stärker als der Orthoklas, daher ihre makroskopisch trübe Beschaffenheit. Der Quarz ist kataklastisch. Das dunkle Mineral ist chloritisierter Biotit, bei dessen Umwandlung Titansäuremineralien, besonders Leukoxen, ausgeschieden wurden, z. T. ist der Biotit ausgebleicht. Von Nebengemengteilen treten auf: Apatit in Nadeln und Körnern und opakes Erz; als sekundäre Bildung findet sich Kalkspat in Orthoklasen, ferner Rost in großer Menge. Das Gestein besitzt ausgezeichnete granitische Struktur.

Zertrümmerter Granit: Violette und grünes Gestein mit Seidenglanz. Es besteht hauptsächlich aus sericitisiertem Oligoklas-Andesin und stark kataklastischem Quarz. Als sekundäre Bildungen finden sich viel Eisenglanz, Leukoxen und Epidotkörner. Das Gestein ist vollständig zertrümmert, die Feldspäte sind zerbrochen und jede Andeutung der früheren Struktur ist verloren gegangen. Es bildet somit ein Analogon zu den Pfahlschiefern im Bayrischen Wald und stellt einen Granit dar, der durch intensive mechanische Beeinflussung im innersten Gefüge zerrüttet und dadurch in seinem Mineralbestand umgeändert ist.

b) und d). Diese beiden Zonen werden passend zusammen besprochen, da sie (siehe Routenbeschreibung!) ein Ganzes bilden und nur durch die Intrusion des inneren Granites getrennt sind.

Grauvioletter Quarzphyllit, stark gefaltet, aus dicken Quarz- und dünnen Glimmerlagen bestehend. U. d. M. sehr viel stark kataklastischer Quarz, stark sericitisierter Feldspat, aber fast nur Stücke ohne Zwillingslamellen, stärker lichtbrechend als Quarz, daher wohl Albit; Biotit in schmalen, gewundenen Lagen, viel Apatit, Titaneisen mit Leukoxen und opakes Erz. Das Gestein ist stark zersetzt.

Grüner Quarzphyllit, aus sehr dünnen, abwechselnden Lagen von Quarz und grünem Mineral. U. d. M. sieht man, daß die grünen Lagen dünner sind als die Quarzlagen und manchmal ganz fehlen, das grüne Mineral ist dann auf einzelne isolierte Individuen in den Quarzlagen beschränkt. Der Quarz ist kataklastisch und ausgezeichnet lagenförmig angeordnet, von Feldspäten findet sich sehr wenig Orthoklas in Karlsbader Zwillingen und frischer Oligoklas-Andesin (\perp a 75°). Das grüne Mineral ist, teilweise chloritisierte, Hornblende in schmalen Leisten. Titanit und Schwefelkies mit Rostrand.

Injizierter Schiefer: ein Gestein mit weißer körniger Grundmasse, in der grüne Mineralien mit eingeschlossenem Almandin zu Putzen gehäuft liegen, mit schwacher Parallelstruktur.

U. d. M. sieht man, daß die Grundmasse aus großen kataklastischen Quarzen und teils sericitisiertem, teils frischem Oligoklas-Andesin besteht, die grünen Mineralien sind

grüne und strahlsteinartige Hornblende, Biotit mit Linsen und Lagen von Epidot zwischen den Spaltflächen und viel zonarer Klinozoisit in großen Individuen, mit Zoisit β verwachsen. Biotit und Hornblende sind meist chloritisiert. Außerdem kommen vor: Apatit, Titanit, Leukoxen, Schwefelkies, opakes Erz und etwas Kalkspat im Plagioklas.

Wir haben also hier ein deutlich injiziertes Schiefergestein vor uns. Zusammen mit ihm wurde ein grüner Quarzdiorit gefunden als Beweis, daß saure Intrusionen in die Schiefer eingedrungen sind. Das grobkörnige Gestein hat granitische Struktur mit schwacher Parallelordnung und besteht aus stark sericitisiertem Andesin, schwach kataklastischem Quarz und großen grünen Hornblenden (schönes Zwillingskreuz!) mit Apatit und Zirkon. Dazu treten noch Biotit, der z. T. chloritisiert ist unter Bildung von Epidot, Leukoxen und Titaneisen, sowie Schwefelkies.

Von Gesteinen der Phyllitzone untersuchte ich noch zwei Gabbro, von denen der eine ein schwarzgrüner, feinkörniger Hornblendegabbro ist mit grüner Hornblende, Epidot und Klinozoisit und teils frischem, teils saussuritisiertem Labrador ($\perp a = 58^\circ$), der andere ist mittelkörniger grüner Uralitgabbro, dessen Feldspat stark saussuritierter Labrador-Bytownit und dessen grünes Mineral Uralit ist. In beiden Gesteinen findet sich kataklastischer Quarz in geringer Menge.

Als Geröll im Altun-bulak fand ich einen Eklogit aus abwechselnden Lagen von grünen und roten Mineralien bestehend und zwar aus Diopsid, Granat, Epidot und Klinozoisit, wozu noch Feldspat, Kalkspat, Rutil und Leukoxen treten.

Der Serpentin vom Turaschutal zeigt unter dem Mineral ein wirrschuppiges Aggregat von Serpentin und derbe Massen von Chromeisen, der vom Quertal des Musart ein Gitterwerk von Antigorit, dazu Reste von Olivin und neben Schwefelkies massenhaft Magneteisen.

Die den Schiefen eingelagerten Kalkzüge haben zur Entstehung von Mischgesteinen Veranlassung gegeben. Von diesen wurde untersucht: ein hartes grünes, braun anwitterndes Gestein, das sich als ein Gemenge von körnigem Kalk und Grünschiefer erwies, welche zusammengeschweißt sind. Es besteht aus Chlorit und ausgebleichtem Biotit, sowie aus viel Kalkspat. Dazu treten noch Epidot- und Quarzkörner, Leukoxen (Insekteneier), Schwefelkies und opakes Erz.

Das schwarze, sehr harte und schwere Gestein des Gipfels nördlich des Musartlängstales besteht aus dolomitisiertem Kalkspat und Quarz, ferner liegen in der Masse unregelmäßige Körner von Olivin, mit kataklastischer Struktur und mit massenhaften Chromeisenkörnern, z. T. auch mit Kalkspat und Quarz durchsetzt. Graphit in staubfeiner Verteilung. Dieser Kieselkalk, der viel Schwefelkies enthält, dürfte durch aplitische Injektion eines Kalkzuges entstanden sein.

c) Ich gehe über zu den aus der inneren Granitzone untersuchten Gesteinen. In erster Linie sind hier die Granite zu erwähnen. Es sind verschiedene Modifikationen von fleischrotem bis zu ganz schwach rötlichem Biotitgranit (Granitit). Neben Orthoklas ist stets ein saurer Plagioklas vorhanden, beide Feldspäte sind sericitisiert und der Orthoklas ist perthitisch mit Plagioklas verwachsen. Quarz ist kataklastisch. Das dunkle Mineral ist Biotit, der häufig gebleicht oder chloritisiert ist. Hornblende fehlt entweder ganz oder ist nur untergeordnet vorhanden, an einigen Stellen nimmt sie aber an Masse zu und gegen das südliche Ende des Massivs kommt es zur Ausbildung eines echten Hornblende-

granitites, in welchem der Biotit auf ein Minimum reduziert ist. Muskowit fand sich nur in geringer Menge in einem Schliff. Nebengemengteile sind: Titanit (Grothit), Rutil, Zirkon, Apatit, Orthit, z. T. auch Epidot, lokal Kalkspat als Neubildung.

Die Struktur ist teils richtungslos körnig, teils nähert sie sich der Parallelstruktur oder ist porphyrisch, so daß das Gestein als Granitporphyr oder Augengneiß, bzw. als Gneiß erscheint.

Nabe der Grenze des Massivs gegen die Schiefer fanden sich modifizierte Granite. Die Untersuchung ergab, daß es durch Resorption und Injektion veränderte, dioritische Granite sind. Orthoklas ist nur in dem einen der drei untersuchten Stücke vorhanden, der Plagioklas ist stets teilweise oder sehr stark sericitisierter Andesin. Quarz ist schwach kataklastisch, vermiculé. Die dunklen Mineralien sind grüne, auch braungrüne Hornblende und z. T. chloritisierter Biotit. Epidot, Apatit, Orthit, Zirkon, Titanit und Leukoxen, Schwefelkies, z. T. umgewandelt, sind jedesmal vertreten.

Aplite: ein grobkörniger Aplit durchsetzt violetten Gneiß. Aus der weißen Masse von großen Feldspäten und Quarzen heben sich gut ausgebildete Kristalle von schwarzem Turmalin und braunem Spessartin ab. Das Gestein ist fast schon als Pegmatit, infolge seiner groben Beschaffenheit, zu bezeichnen. U. d. M. läßt sich der Feldspat als sericitischer Oligoklas-Andesin bestimmen, der Quarz ist schwach kataklastisch, auf Rissen im Feldspat sitzt Sericit (Muskowit). Turmalin und Spessartin fehlen im Schliff.

Ein anderer Aplit hat Parallelstruktur und läßt makroskopisch weißen Feldspat, Quarz und ein grünes Mineral erkennen. U. d. M. sieht man Orthoklas mit undeutlicher Mikroklinstruktur, perthitisch mit Plagioklas verwachsen, sehr wenig Oligoklas, viel runde Körner von schwach kataklastischem Quarz. Das dunkle Mineral ist grüne Hornblende mit Apatit und Orthit, die auch außerhalb der Hornblende vorkommen (Orthit mit Epidotrand). Außerdem treten auf: Pennin, viel Titanit, Turmalin und Schwefelkies. Die Struktur ist granulitisch. Es ist ein Aplit, der aus dem Nebengestein Hornblende aufgenommen hat.

Ein hellgrüner Aplit ist stark zertrümmert und mit Rost durchsetzt. Er besteht aus sericitisiertem Albit, z. T. perthitisch mit Orthoklas verwachsen, aus kataklastischem, z. T. wurmförmig verwachsenem Quarz und aus Chlorit mit Leukoxen. Kalkspat tritt als Gangfüllung auf, Rost ist im ganzen Gestein verteilt. Der äußerlich sichtbaren Zertrümmerung entspricht die Kataklaststruktur.

Im Granit nördlich des Altunbulak fand ich einen gelbgrünen Aplit, der Quarz, Feldspat und Glimmer erkennen ließ. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß dieser Aplit ausgezeichnete mikropegmatitische Verwachsung von Feldspat und Quarz aufweist. Der Orthoklas ist stark sericitisch getrübt, der Quarz kataklastisch. Muskowit mit Leukoxen ist wenig vorhanden, Kalkspat kommt ziemlich viel vor in Körnern und Putzen im Feldspat, Rost.

Endlich sei ein Aplit erwähnt, der durch Resorption von Schiefer umgewandelt ist. Er besteht aus sericitischem Oligoklas-Andesin, schwach kataklastischem Quarz, löcheriger grüner Hornblende mit braunem Biotit verwachsen, außerdem sehr viel Apatit, Zirkon, Orthit und wenig opakes Erz. Die granulitische Struktur ist deutlich ausgeprägt, Quarzkörner finden sich im Feldspat eingewachsen.

Aus den Randzonen des Massivs liegen vor: der violette Gneiß, in welchem der schon besprochene grobkörnige Aplit vorkommt. Der Gneiß ist feinkörnig und besteht aus Oligoklas-Andesin, kataklastischem Quarz und braunem Biotit, der z. T. parallel mit Muskowit verwachsen ist. Nebengemengteile: sehr viele und große Turmaline, viel Apatitnadeln, viel Zirkon, Epidot und Faseraggregat von Sillimanit. Im Biotit pleochroitische Höfe um Zirkon und Apatit.

Injizierter Schiefer: aus abwechselnden Lagen von grünen Mineralien plus Feldspat und Quarz plus Feldspat. U. d. M. sieht man fast frischen Andesin, schwach kataklastischen Quarz, grüne Hornblende und Biotit mit Apatit, sowie sehr viel große Augite, viel Titanit und Schwefelkies. Kalkspat als Neubildung im Feldspat.

Ein weiterer injizierter Schiefer (Glimmerschiefer) zeigt makroskopisch Muskowit und Chlorit und Rost, sowie im Querbruch Quarz in Linsen und Lagen. Der Quarz ist stark kataklastisch, die Glimmer ziehen sich in gewundenen Lagen durch den Schlift. Albit ist wenig vorhanden, um so mehr Kalkspat, ferner Apatit, Zirkon, Epidot, Turmalin, Schwefelkies, Rost und Leukoxen. Braunspat ist ebenso wie der Quarz in den Linsen sekundär.

Basische Gesteine treten auf als Grünstein, nach seiner Zusammensetzung aus sericitisiertem und saussuritisiertem Albit und schilfiger Hornblende (Uralit), wenig Quarz, Epidot und Klinozoisit ein Uralitdiabas, ferner finden sich im Granit Gabbro und zwar wurden untersucht drei Stücke, welche die Zusammensetzung von Hornblendegabbro, von Uralitgabbro und zersetztem Uralitsaussuritgabbro zeigen.

Schließlich seien noch erwähnt: lichter, fast weißer Quarzit. Er zeigt typische Pflasterstruktur und besteht aus einer Masse von kleinen Quarzkörnern, die von verschiedenen großen Kalkspatputzen durchsetzt ist, außerdem finden sich wenig Feldspat (Plagioklas), sehr wenig Muskowit, Chlorit, Titanit.

Lichtgrauer Marmor aus dem Kalkzug im mittleren Musarttal zeigt ebenfalls Pflasterstruktur und besteht aus Kalkspat mit vereinzelt kleinen Quarzen, Turmalinadeln und sehr wenig opakem Erz. Diese beiden Gesteine sind Reste aus dem Schieferdache, welche in den Granit eingebrochen sind.

e) Aus der letzten Zone liegen folgende Gesteine vor:

Kristallinischer grauer Kalkstein mit massenhaften stengligen Einschlüssen von weißer Farbe, welche dem Gestein das Aussehen eines Korallenkalkes geben. Auf schmalen Klufflächen liegt ein schwarzer, erdig-toniger Belag.

U. d. M. sieht man ein Aggregat von Kalkspatkörnern, meist mit Zwillingslamellen nach — $\frac{1}{2}$ R. Typische Pflasterstruktur. Die weißen Stengel bestehen ebenfalls aus Kalkspatkörnern, die nur etwas größer und heller sind als die der grauen Masse. Deren dunklere Färbung rührt von fein verteilter kohligter Substanz her, welche den weißen Partien fehlt. Organische Struktur ist in den Stengeln nicht sichtbar. Schwefelkies ist spärlich vorhanden.

Weißer Marmor: körniges Gestein mit Glimmerlagen. Der Kalkspat bildet einzelne größere Körner und eine Masse kleiner, das Gestein ist stark kataklastisch (gebogene Lamellen, verkrümelte Individuen). Phlogopit und Chlorit bilden dünne Lagen, außerdem sieht man einzelne kataklastische Quarze, Turmalinadeln und Leukoxen. Sieht man also

hier eine nur schwache kontaktmetamorphe Beeinflussung, so zeigt sich eine solche in viel stärkerem Maße bei einem anderen Gestein, einem aplitisch injiziertem Kalkstein. Es ist ein dichter Kalkstein, in welchen das aplitische Material eingedrungen ist. Der Kalkspat ist meist ohne Zwillingslamellen und das Gestein ist durchsetzt von kataklastischem Quarz, sehr wenig Orthoklas, welcher perthitisch mit Plagioklas verwachsen ist und Mikroclinstruktur zeigt, und stark sericitisiertem Plagioklas. Er ist stärker lichtbrechend als Canadabalsam, hat keine Lamellen und ist mit Quarz- und Kalkspattrümmern durchsetzt. Auch Zirkon kommt vor.

Von den porphyrischen Gesteinen untersuchte ich sieben Stück und zwar:

Heller rötlicher Quarzporphyr. Es ist ein feinkörniges Gestein mit Andeutung von Schichtung durch Wechsel von unregelmäßigen rötlichen und weißen Lagen. Ein grünes Mineral und schwarzes Erz sind makroskopisch sichtbar.

U. d. M. sieht man eine feinkörnige Grundmasse von Quarz und Muskowit, sowie wenig chloritisierter grüner Hornblende und Leukoxen. In der Grundmasse liegen größere Individuen von sericitisiertem Orthoklas in perthitischer Verwachsung mit Plagioklas, meist mit Mikroclinstruktur, ferner Linsen und Gänge von schwach kataklastischen Quarzkörnern. Opakes schwarzes Erz ist allgemein reichlich vorhanden. Das Gestein ist völlig zertrümmert.

Lichtgrüner gebänderter Quarzporphyr. Er hat große Ähnlichkeit in der Struktur mit dem vorhergehenden und ist wie dieser ganz zertrümmert. Durch Verwachsung der einzelnen Bestandteile sind sie zerbrochen und als Folge davon liegen an den Enden der größeren Individuen immer eine Masse von kleineren. Zu den Bestandteilen des vorigen treten noch Titaneisen, Epidotkörner, Turmalin, Rost, statt des Muskowits Chlorit und Sericit.

Ein weiterer, violetter Quarzporphyr ist so sehr zertrümmert, daß die Lagenanordnung undeutlich wird. Er besteht aus stark sericitisiertem Orthoklas bzw. Mikroclin, sehr wenig Oligoklas-Andesin und stark kataklastischem Quarz. Dazu treten Sericit, der sich in gewundenen Zügen um die Quarze und Feldspäte herumlegt, als Neubildung Kalkspat, ferner Titaneisen mit Leukoxen, Zirkon, Apatit, Turmalin und Rost.

Rotbrauner, gebänderter Quarzporphyr. Das Gestein ist sehr feinkörnig und zeigt deutliche Lagenstruktur mit Wechsel von quarzreichen und -armen Lagen. Größere Quarze heben sich aus der Masse heraus, in der makroskopisch noch schwarzes Erz sichtbar ist.

U. d. M. erkennt man vorherrschend aus Biotit und Sericit bestehende Lagen mit wenig Quarzen und solche, die meist aus kleinen kataklastischen Quarzkörnern bestehen, zwischen denen hie und da größere Körner liegen. Feldspat ist nur in wenigen schlechten Individuen vorhanden, es scheint ein saurer Plagioklas zu sein. Außerdem kommen vor: Turmalin, opakes Erz sowie Kalkspat, der in einer der Quarzlagen des Schriffes sehr zahlreich vorhanden ist.

Grauer Quarzporphyr: feinkörnige, gebänderte Grundmasse von kataklastischem Quarz, sericitischem Albit, Biotit und Sericit. Dazu treten als Nebengemengteile viel Apatit, dann Zirkon, Turmalin, Titaneisen mit Leukoxen, opakes Erz, sekundär Schwefelkies mit Rostrand. In der Grundmasse liegen als größere Einsprenglinge Lagen und Linsen von

Albit und Quarz, der stark kataklastisch ist und z. T. in eine Masse von kleinen Körnern zertrümmert ist.

Dieses Gestein hat nach seinem Bestand sehr große Ähnlichkeit mit einem Quarzkeratophyr.

Lichter rötlicher und grünlicher Quarzporphyr mit zur Bänderung parallelen und senkrechten Turmalin-Quarzgängen. Das Gestein hat dichte Grundmasse, in der einzelne kleine Quarze und Feldspäte liegen. Die mikroskopische Untersuchung ergibt sericitisierten Orthoklas in perthitischer Verwachsung mit Plagioklas und einen basischen Plagioklas (Labrador-Bytownit?), stark kataklastischen Quarz. Als Nebengemengteile treten auf Apatit, Rutil, Zirkon, Turmalin, Leukoxen, ferner rhomboëdrische Karbonate als Einschlüsse im Feldspat und als Gangfüllung. Glimmer und Titanmineralien fehlen. Die Grundmasse hat Pflasterstruktur und besteht aus kleinen Quarzen mit Andeutung von Bänderung durch Einschaltung von Gängen größerer kataklastischer Quarze.

Blaugrauer Quarzporphyr mit schwacher Bänderung. Auf den Bruchflächen sieht man kleine Einsprenglinge von Quarz und rötlichem Feldspat. U. d. M. sericitischer Orthoklas mit Mikroklinstruktur, der perthitisch mit Plagioklas verwachsen ist, sericitischer Albit, kataklastischer Quarz, brauner Biotit, Muskowit und Sericit. Als Nebengemengteile treten auf: Zirkon, Titaneisen mit Leukoxen, opakes Erz und Kalkspat auf Rissen. Die Glimmer liegen meist an den Rändern der Einsprenglinge von Orthoklas und Albit. Die Struktur der Grundmasse ist die gleiche wie bei dem vorhergehenden Gestein und die Bänderung entsteht ebenso wie dort durch Einschaltung von Gängen größerer kataklastischer Quarze.

Injizierte Schiefer: ein Stück besteht aus einer feinkörnigen halbaplitischen Grundmasse aus gleichmäßigen Körnern von Orthoklas, Quarz und etwas leistenförmigem Plagioklas. In der Grundmasse liegen größere Einsprenglinge von Oligoklas-Andesin, sericitisch, mit Zonarstruktur. Die basischen Mineralien sind vollständig zersetzt in Aggregate von grünem Glimmer mit Epidot unter Ausscheidung von Titansäuremineralien. In der Grundmasse viel Mikrolithen (Zoisitreihe?).

Ein anderes Stück zeigt makroskopisch Wechsel von grünen Glimmer- und weißen Quarzlagen. U. d. M. sieht man kataklastischen Quarz, Orthoklas, sehr wenig Albit und als dunkles Mineral ausgebleichten Biotit und grüne z. T. chloritisierte Hornblende. Nebengemengteile: Titanit, Leukoxen, opakes Erz, Schwefelkies.

Epidotfels: das Gestein besteht aus unregelmäßigen Partien von Epidot mit Feldspat und kleinen Quarzen, die von Gängen und Lagen von Quarz mit ausgezeichneter Pflasterstruktur und Kalkspat durchzogen sind, dunkelgrüner Chlorit und Biotit liegt meist dazwischen. Der Feldspat ist sericitischer Andesin, auch grüne Hornblende, z. T. chloritisiert, ist vorhanden, ferner Magneteisen, Titaneisen, Leukoxen. Daraus ergibt sich, daß das ursprüngliche Gestein, vielleicht ein basisches Eruptivum, umgewandelt und sekundär von Quarz infiltriert ist.

Auch in der Kalkzone fand ich einen Grünstein (Uralitdiabas) von gleicher Zusammensetzung wie der aus der Phyllitzone (S. 77) beschriebene.

Aplitische Injektion macht sich auch bei einem braunen Phyllit bemerkbar, der ebenso wie zwei sich sehr ähnliche grauschwarze Phyllite in den Schuttkiegeln am Musartpaß gefunden wurde. Das Gestein besteht aus Lagen von vorherrschend braunem Biotit mit

wenig Muskowit und kataklastischem Quarz, welche durch Lagen von kataklastischen Quarzen mit sehr wenig Glimmermaterial und hie und da Feldspäten (Albit?) getrennt sind. Titaneisen, Leukoxen, Schwefelkies mit Rostrand sowie Turmalin als Nebengemengteile.

Die grauschwarzen Phyllite haben, wie erwähnt, untereinander große Ähnlichkeit. Sie bestehen aus, z. T. intensiv gefältelten, Lagen von Biotit und Muskowit sowie solchen von kataklastischem Quarz, zu dem bei dem einen Stück noch Kalkspat tritt. Dazu kommen spärlicher Turmalin und Graphit in staubfeiner Verteilung.

Auch nur im Geröll fand ich einige Stücke von Hornblendesyenit. Er besteht aus Orthoklas, der mikropegmatitisch mit Quarz verwachsen ist, wenig sericitischem Oligoklas, wenig kataklastischem Quarz, z. T. in wurmförmiger Verwachsung, sowie braungrüner, z. T. chloritisierter Hornblende. Dazu treten noch gelbgrüner Epidot, viel Apatitnadeln, Kalkspat und Schwefelkies.

Endlich seien noch die Ergebnisse der Untersuchung zweier Granite mitgeteilt, welche am Rande der Kalkzone zutage treten. Es sind dies:

Granitporphyr vom Turaschutal. Ein porphyrisches Gestein, in dem makroskopisch zu erkennen sind: blaßroter Orthoklas, z. T. in großen Kristallen (Karlsbader Zwillinge), lichtgrüngelber Plagioklas, lichtgrauer Quarz und ein schwarzgrünes Mineral. U. d. M. zeigen sich als Hauptbestandteile perthitisch mit Plagioklas verwachsener Orthoklas, der an Stellen starker mechanischer Beeinflussung Mikroklinstruktur hat, Oligoklas-Andesin in bedeutender Menge, trüb infolge von Sericitisierung, mit massenhaften Einschlüssen von Titanit sowie, weniger zahlreich, Apatit. Quarz schwach kataklastisch, z. T. in wurmförmiger Verwachsung mit Orthoklas.

Das schwarzgrüne Mineral ist Chlorit (Pennin), der in zwei Modifikationen auftritt. Die eine stärker pleochroitische und stärker doppelbrechende ist aus Biotit hervorgegangen, die andere ist schwächer pleochroitisch und schwächer doppelbrechend und durch Umwandlung von grüner Hornblende entstanden. Beide Modifikationen haben zahlreiche Einschlüsse von Titanit, die bei der aus Hornblende hervorgegangenen Art regellos verteilt sind, während sie im chloritisierten Biotit, den Spaltrissen folgend, parallel gelagert sind. Die Lamellen des umgewandelten Biotits sind z. T. gebogen. Pleochroitische Höfe um Einschlüsse von Zirkon, ferner Einschlüsse von Apatit.

Von Nebengemengteilen treten auf: Titanit in bedeutender Menge, Zirkon, Apatit, Muskowit und Eisenglanz. Die Grundmasse hat ausgezeichnete granitische Struktur, tritt aber gegenüber den porphyrischen Individuen sehr zurück. An einem Stück fand sich eine grüne, feinkörnige Partie, die als Aplit zu bezeichnen ist.

Granit am Dondukolpaß. Ein Gestein mit schwach porphyrischem weißem Feldspat, lichtgrauem Quarz, schwarzgrünem Biotit und rotbraunem Titanit (Grothit) in Briefkouvertform.

U. d. M. zeigt sich, daß der Orthoklas perthitisch mit Plagioklas verwachsen und schwach sericitisiert ist, daneben ist Mikroklin vorhanden. Wenig Oligoklas, gleichfalls nur wenig sericitisiert. Quarz kataklastisch, vermiculé. Der Biotit ist braun mit Einschlüssen von Apatit und Zirkon. Nebengemengteile: der schon makroskopisch sichtbare Titanit in bedeutender Menge, Epidotkörner, Apatit, Zirkon und opakes Erz. Die Grundmasse ist granitisch struiert. Struktur stark kataklastisch.

Wir sehen also in dem ganzen Profile durch das nördliche große Musarttal kein einziges der bisher als typisch betrachteten Kontaktgesteine. Dagegen treffen wir in großer Ausdehnung kristalline Schiefer und Phyllite und sehen Apophysen des Granites in diese Gesteine eindringen, den Granit gegen den Rand des Massivs schiefelig werden und allmählichen Übergang von diesem Gneiß zu Glimmerschiefer und Phyllit. Wenigstens gilt dies für den inneren Granit, während ich in Bezug auf den äußeren Granit keine entsprechenden Beobachtungen machen konnte. Denn hier ist nur die Südgrenze des Massivs sichtbar und auch diese ist infolge starker Bewaldung schlecht aufgeschlossen; die nahe der Grenze in der Phyllitzone liegende Partie von zertrümmertem Granit dürfte aber genügen, um das jüngere Alter des Granites sicherzustellen.

Kehren wir zurück zu dem inneren Massiv! Nach dem, was eben darüber gesagt wurde und was die mikroskopischen Untersuchungen ergaben, erhalten wir große Übereinstimmung mit den Verhältnissen in den östlichen Zentralalpen und anderen Gebieten, wie den kleinen Karpathen, dem Erzgebirge etc. In all diesen Gebieten fehlen die früher als typisch angesehenen Kontaktgesteine. Daß aber der Granit dort stets jünger ist als die Schiefer, ist jetzt zweifellos nachgewiesen und ebenso, daß er Kontaktmetamorphose auf seine Umgebung ausgeübt hat. Nur ist das Produkt dieser Metamorphose nicht das normale mit Hornfelsen, Knotenschiefern u. s. w., sondern statt dessen treten die Glimmerschiefer etc. auf.

Ich beabsichtige nicht, weiteres über diese Frage zu bringen, möchte aber nur noch bemerken, daß die Erscheinungen in ihrer Gesamtheit große Ähnlichkeit haben mit den für die Piëzokontaktmetamorphose als typisch angesehenen. Das gibt uns einen Hinweis auf die Zeit des Empordringens des Granites. Im Agiastal hat er den Kalk des oberen Unterkarbons metamorphosiert, ist also jünger als dieses. Da aber im nördlichen Chalyktau nach dem Unterkarbon Sedimente erst wieder im Tertiär abgelagert wurden und der Granit in dieser Zeit schon erstarrt und freigelegt war, bliebe für die Intrusion des Granites der ganze Zeitraum vom Ende des Unterkarbons bis zum Tertiär. Durch die vom Granit ausgeübte Kontaktmetamorphose nun, welche die Gleichzeitigkeit der Intrusion mit starker Gebirgsbildung beweist, können wir als Zeit der Intrusion mit Sicherheit die der ersten großen Gebirgsbildung nach dem Unterkarbon annehmen. Diese muß aber schon vor Beginn des Oberkarbons begonnen haben, denn das Meer der Oberkarbonzeit gelangte nicht mehr bis zum Hauptkamm des Chalyktau, sondern blieb auf die südlichen Vorberge beschränkt.

Gleiches Alter muß für den Quarzporphyr in der zentralen Kette angenommen werden. Denn auch diese Gesteine lassen die Wirkung starken Druckes, der bei ihrem Empordringen geherrscht hat, erkennen. Überall, wo sie anstehen, zeigen sie Schieferung quer zur Richtung des stärksten Druckes, an manchen Stellen sind sie als Sericitschiefer und Sericitgneiße ausgebildet.

Geologische Geschichte.

In diesem Abschnitt soll versucht werden, auf Grund der Anschauung, welche ich von dem bereisten Gebiet gewonnen habe, eine Übersicht über Entstehung und Bau dieses Teiles des Tian-Schan zu geben.

Ich sehe davon ab, frühere Arbeiten über den Tian-Schan zu besprechen, denn dies hat bereits Keidel¹⁾ 1906 getan. Außerdem war in dem von mir bereisten Teile des Chalyktau noch kein Geologe gewesen und nur an der Westgrenze im großen Musarttal war außer Ignatjew 1886 auch Keidel 1902, ohne aber dort genauere Untersuchungen anzustellen. Aus diesem Grunde kann hier auf die Anführung älterer Literatur verzichtet werden. Eine unentbehrliche, äußerst wertvolle Hilfe bei der Deutung vieler Fragen gewährt dagegen die Arbeit von Keidel¹⁾ über den nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan und die sich anschließende petrographische Untersuchung von Gesteinen des Bayumkoltales durch Richarz¹⁾. Auch die Arbeit von Kleinschmidt und Limbrock²⁾ über die Gesteine des südlichen Musarttales bietet manches Beachtenswerte, besonders über die zentrale Zone. Einige allgemeine Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse des von ihm und mir bereisten Gebietes hat bereits Merzbacher in den Reisebriefen, vorläufigen Mitteilungen und im Druck erschienenen Vorträgen gemacht, welche er über die Reise veröffentlicht hat.

Die Übersichtskarte (Taf. 1) zeigt, daß die verschiedenen Gesteinsgruppen, welche sich am Bau des nördlichen Chalyktau beteiligen, in breiten, meist über das ganze Gebiet hin sich erstreckenden Zonen angeordnet sind. Im W, im großen Musarttal, können wir fünf solche Zonen unterscheiden und zwar von S nach N:

zentrale Kalkzone,
innere Phyllitzone,
inneres Granitmassiv,
äußere Phyllitzone,
äußeres Granitmassiv.

Die zentrale Kalkzone bildet den Hauptkamm des Chalyktau. Nach W setzt sie sich in den zentralen Tian-Schan fort und dessen höchste Erhebungen liegen in ihr. Nach O erstreckt sie sich als wasserscheidender Kamm zwischen N und S bis zur Grenze des von mir bereisten Gebietes. Die Gesteine dieser Zone sind hauptsächlich Kalke, welche ich für unterkarbonisch halte, und die verschiedenen Arten der Quarzporphyre, welche am Musartpaß in einzelnen, dem Kalk eingeschalteten Zügen auftreten, nach O aber an Masse rasch zunehmen und im Koprjai- und Khaptnsugebiet ihre größte Ausdehnung in N-S

¹⁾ Keidel und Richarz, Ein Profil durch den nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan. Abh. d. II. Kl. d. Ak. d. Wiss. München, 23, 91—212.

²⁾ Kleinschmidt und Limbrock, Die Gesteine des Profils durch das südliche Musarttal im zentralen Tian-Schan. Ebenda, 213—232.

Richtung mit 10 und 15 km erlangen. Weiter nach O nehmen sie wieder ab und in den Seitentälern des oberen Koxu herrscht der Kalk weitaus vor.

Der Kalk ist dort, wo die Quarzporphyre ihn in breiten Zügen durchsetzen und wo sie ihre größte Mächtigkeit haben, auch am stärksten metamorphosiert und daher ist er in den westlichen Teilen größtenteils in Marmor umgewandelt und enthält häufig Kontaktmineralien. Die organischen Einschlüsse sind bei der Umwandlung meist völlig zerstört worden und nur selten sind Reste erhalten in weniger stark beeinflussten Partien. Im Osten ist die Umwandlung geringer entsprechend der geringen Mächtigkeit und dem mehr vereinzelt Auftreten des Quarzporphyrs, woraus geschlossen werden kann, daß das zum Porphyre gehörige Granitmassiv dort in größerer Tiefe steckt.

Die Breite der Zone beträgt allein auf der Nordseite im Agiasgebiet etwa 20 km. Wie weit sie nach S reicht, ist mir nicht bekannt, daß sie aber auch auf der Südseite noch große Ausdehnung hat, geht aus den Beobachtungen im südlichen Musarttal hervor, wo sie bis ungefähr 30 km südlich des Musartpasses reicht, so daß sie im Meridian dieses Passes 35—40 km breit ist.

Wo der Kontakt mit der nächsten, nördlich folgenden Zone aufgeschlossen ist, sieht man, daß der Kalk diskordant auf den Gesteinen der inneren Phyllitzone liegt. Auch diese Zone streicht vom zentralen Tian-Schan herüber, wo sie ziemlich schmal ist. Im Chalyktau nimmt sie rasch an Breite zu und verläuft parallel mit der Kalkzone.

Es folgt das innere Granitmassiv, das ebenso wie im zentralen Tian-Schan auch im großen Musarttal einen Teil der Phyllite als äußere Phyllitzone von der inneren abtrennt. Es verläuft erst in nordöstlicher, später in ostnordöstlicher Richtung und ist ebenfalls durch die ganze Nordseite des Chalyktau zu verfolgen. Es ist jünger als die Phyllite und auch jünger als der unterkarbonische Kalk, denn es hat auf beide Gesteine Kontaktmetamorphose ausgeübt.

Nördlich von ihm liegt die äußere Phyllitzone im unteren Teil des großen Musarttales. Sie streicht vom Bayumkoltal herüber in NO Richtung, erreicht daher wenig östlich des großen Musarttales den Rand der Tekesebene und wird hier durch Brüche abgeschnitten. Ihre Fortsetzung habe ich nicht gefunden, sie müßte bei gleicher Streichrichtung jenseits des Tekes unter dem transgressiven unterkarbonischen Kalk des Attuintau liegen. Wenn sie aber die Wendung des Granitmassivs aus NO in ONO Richtung mitmachen würde, müßte sie unter dem Kalk des Syrtes liegen, den der Koxu durchbricht.

Die äußere Phyllitzone endet also östlich des großen Musarttales und an ihre Stelle tritt der transgressive unterkarbonische Kalk der äußeren Ketten. Er ist an vielen Stellen von Porphyrit durchbrochen. Von der Hauptmasse dieses Kalkes in den nördlichen Ketten des Chalyktau trennt der Tekesfluß ein Stück, den Attuintau, welcher den gleichen Bau zeigt wie das Gebiet südlich des Tekes.

Als letzte Zone trafen wir im großen Musarttal das äußere Granitmassiv. Es reicht, gleich den anderen Zonen, in NO Richtung aus dem zentralen Tian-Schan herüber, die Fortsetzung des südlichen äußeren Granitzuges vom unteren Bayumkoltal bildend. Es verläuft schief zur Begrenzung des Tekesbeckens, dessen Rand es ungefähr zwischen kleinem Musart und wenig östlich des großen Musart bildet. Seine Fortsetzung ist an den Randbrüchen des Tekesbeckens eingesunken und tritt erst jenseits des Beckens wieder hervor. Wir sehen im westlichen Temurlyktau fast das ganze Gebirge vom Granit auf-

gebaut, im östlichen Teil dieser Vorkette dagegen ist der Granit auf die südlichen Vorberge beschränkt. Hier im Temurlyktau bildet der Granit nicht nur die Fortsetzung des südlichen äußeren Zuges Keidels, sondern auch die des nördlichen äußeren; eine Trennung in diese zwei Züge läßt sich aber nicht durchführen.

Auch im Temurlyktau hat der unterkarbonische Kalk große Mächtigkeit und Ausdehnung. Ist sie im W noch gering, so steigt sie nach O rasch und im Chonochaigebiete erlangt der Kalk seine größte Ausdehnung. Durch den Wegfall von kontaktmetamorpher Umwandlung sind hier in ihm auch die Fossilien erhalten geblieben.

Nach diesen zusammenfassenden Ausführungen über die einzelnen Zonen möge die chronologische Ordnung der Gesteine folgen:

	Sedimente	Eruptiva
Känozoikum	Diluvium, Alluvium, Hanhaischichten	
Mesozoikum } Perm }	Angaraschichten	Porphyrit, Basalt
Karbon	Kalk des oberen Unterkarbons in der zentralen Zone und in den äußeren Ketten	Quarzporphyr der zentralen Zone, innerer Granit mit Quarzporphyr
ält. Paläozoikum	Gesteine der Phyllitzone	Porphyrit im südl. Temurlyktau, äußerer Granit (mit Quarzporphyr im westl. Temurlyktau), Gabbro

Die ältesten Bildungen sind die Gesteine der Phyllitzone. Sie sind fast durchaus umgewandelt und enthalten keine fossilen Reste mehr, so daß es unmöglich ist, ihr Alter zu bestimmen. Da sie aber diskordant unter dem Kalk des Unterkarbons liegen und der Kalk nicht überschoben ist, sondern transgrediert, sind sie älter als dieser und somit Ablagerungen des älteren Paläozoikums. Sie besitzen große Mächtigkeit, es ist aber nicht möglich, festzustellen, wieviel davon auf Rechnung tektonischer Bewegungen zu setzen ist. Daß Störungen der Lagerung wenigstens an einzelnen Stellen stattgefunden haben, geht aus dem plötzlichen Wechsel der Streich- und Fallrichtungen hervor, es gelang aber in einzelnen nur selten, Art und Betrag der Störung nachzuweisen.

Auf großen Strecken dagegen ist die Lagerung vollständig die gleiche und wir sehen dann, mit geringen Abweichungen, daß die Hauptstreichrichtung der Phyllite WSW—ONO ist. Das Einfallen ist in den Gebieten des Koksü und Agias in den nördlichen Teilen der Zone meist nach N gerichtet, in den südlichen meist nach S, im Musartgebiet dagegen durchaus steil südlich.

Die Gesteine dieser Zone bilden, wie schon gesagt, den ältesten sichtbaren Teil des Gebirges. Die nächst jüngeren Gesteine sind die äußeren Granite. Sie sind jünger als die Phyllite, denn sie haben Kontaktmetamorphose auf sie ausgeübt. Sie sind aber älter als der unterkarbonische Kalk, der transgressiv über Phylliten und äußeren Graniten liegt. Die Intrusion der äußeren Granite muß demnach im älteren Paläozoikum erfolgt sein.

Die Gesteine der Phyllitzone und die äußeren Granite, zu denen im südlichen Temurlyktau noch der Porphyrit unter dem Unterkarbon tritt, bilden den Rest der ältesten Anlage des Tian-Schan.

Diese alten Bildungen wurden nach ihrer Ablagerung, vielleicht gleichzeitig mit dem Empordringen des Granites, aufgerichtet und wir sehen also die erste Gebirgsbildung in präkarbonischer Zeit.

Nach seiner Entstehung scheint dieses Gebirgsland beträchtlicher Abtragung unterlegen zu sein, der Granit wurde größtenteils freigelegt und über die so entstandene Rumpffläche transgrediert im Unterkarbon das Meer.

Auffallend ist hier das Fehlen von Transgressionskonglomeraten im Chalyktau, während doch im zentralen Tian-Schan Keidel diese Konglomerate an verschiedenen Stellen antraf. Es läßt dies darauf schließen, daß im Chalyktau die Transgression nicht durch langsames abradierendes Vordringen des Meeres erfolgte, sondern durch rasche Überflutung weiter Gebiete, die vielleicht durch Senkung des Landes ermöglicht wurde.

Kalkmassen von mindestens 600 m Mächtigkeit wurden diskordant auf den alten Gesteinen, Phylliten und Granit, abgelagert und bedeckten wahrscheinlich das ganze Gebiet. Hier sei noch erwähnt, daß die sicheren Beweise für die Transgression nicht zahlreich sind, wenigstens in den inneren Teilen nicht. Ich habe aber schon S. 69 u. f. auseinandergesetzt, welche Gründe ich für die Transgression habe.

Mit dem Ende der Unterkarbonzeit erfolgt rasch der Rückzug des Meeres nach S, woher es gekommen war, das ganze Gebiet wird trocken gelegt und es beginnt die zweite große Gebirgsbildung.

Von neuem dringt das Meer im Oberkarbon nach N vor, aber es gelangt nicht mehr weit, die inneren Teile des Gebirges sind schon hoch gehoben und das Meer bleibt auf die niedrigen Gebiete am Südrand beschränkt.

Nach der Ablagerung des Unterkarbons erfolgt die Intrusion der inneren Granite und damit im Zusammenhang das Aufsteigen der Quarzporphyre der zentralen Zone.

Denn die anormale Kontaktmetamorphose, welche die inneren Granite auf ihre Nebengesteine ausgeübt haben, kann nach allem, was bis jetzt über diese Art der Metamorphose bekannt ist, nur geschehen sein unter gleichzeitig wirkendem starkem Druck, und es ergibt sich mit Notwendigkeit das zeitliche Zusammentreffen von Gebirgsbildung und Intrusion bzw. Effusion.

Hier sei noch erwähnt, daß überall, wo die Kalke steil aufgerichtet sind, Quarzporphyre in der Nähe anstehen; wo diese aber fehlen, liegen die Schichten des Kalkes flach. Daher treffen wir flache Lagerung nicht nur in den äußeren Ketten, sondern auch in der zentralen Zone dort, wo der Quarzporphyr fehlt oder nur in gering mächtigen Stöcken auftritt, wie im Mustamas- und Saksanteketal, während von hier nach West mit dem Überhandnehmen des Quarzporphyrs auch der Kalk durchwegs steile Schichtstellung zeigt und meistens in Marmor umgewandelt ist.

So erscheint die postunterkarbonische oder zweite Zeit der Gebirgsbildung als die für den Chalyktau weitaus bedeutendste. Nicht nur wurde das Gebiet in jener Periode endgiltig Festland und Gebirge, sondern es wurden auch die altpaläozoischen Sedimente — soweit dies nicht schon durch den präkarbonischen äußeren Granit geschehen war, — in die Form gebracht, in welcher sie uns heute noch entgegentreten, und es erfuhr der karbonische Kalk der äußeren Gebirgsteile und besonders der der inneren Ketten seine kontaktmetamorphe Umwandlung.

Wie stark in dieser Zeit die Gebirgsbildung gewesen ist und wie groß der Betrag des Zusammenschubes ist, welchen die Gesteine damals erlitten haben, ist schwerlich festzustellen. Allein wir können aus der Lagerung der äußeren und inneren Kalkmassen darüber vielleicht Auskunft gewinnen!

Die äußeren Kalke, besonders die im untersten Koksugebiet, sind nur wenig gefaltet und liegen, von kleineren, räumlich wenig ausgedehnten Faltungen abgesehen, im ganzen ziemlich flach. Auch in den inneren Kalkgebieten treffen wir auf große Strecken, im Mustamas- und besonders im Saksanteketal, schwach geneigte Lagerung. An solchen Stellen sind die Kalke immer weniger umgewandelt, als in Gebieten mit starker Aufrichtung der Schichten. Der Grund dafür ist aber durchaus nicht in dynamometamorphen Vorgängen zu suchen, sondern einzig und allein in der Verbreitung der Quarzporphyre, wie schon oben erwähnt. Es fehlen bei den flach liegenden Kalkmassen die Quarzporphyre und umgekehrt sind dort, wo diese anstehen, auch meistens die Kalke mehr oder weniger steil aufgerichtet.

Daher herrscht im Musart- und Koprtsaigebiet, z. T. auch im Khaptnsutal steile bis senkrechte Stellung der Kalkschichten vor und die Quarzporphyre zeigen eine Schieferung, welche parallel der Streichrichtung der Kalke verläuft und da auch die Fallwinkel meist die gleichen sind, erweckt die Lagerung den Eindruck vollkommener Konkordanz.

Daraus geht hervor, daß die Aufrichtung der Kalkschichten gleichzeitig mit dem Eindringen der Quarzporphyre vor sich gegangen ist und daß die Schieferung dieser Gesteine eine primäre, durch den herrschenden Druck erzeugte ist.

Vom Ende des Unterkarbons an bleibt das gesamte zentrale Gebiet des Tian-Schan frei von Meeresbedeckung.

Nur einzelne Becken werden in späterer Zeit noch von großen Binnenseen ausgefüllt und von dem Angarameer im Gebiete des heutigen östlichen Tian-Schan erstrecken sich Ausläufer, Buchten, zwischen die Gebirgsketten nach West. Daher fehlen im zentralen Tian-Schan und im Chalyktau Meeressedimente, die jünger sind als Unterkarbon, und erst im Tertiär bilden sich in einzelnen abgeschlossenen Becken klastische Sedimente.

In dem gesamten, bis heute untersuchten Gebiete des zentralen Tian-Schan und Chalyktau ist nirgends eine Spur von Angaraschichten gefunden worden. Die Annahme aber, daß eben die vorhandenen Angaraschichten durch subaerische Abtragung vollständig verschwunden seien, erscheint mir zu gewagt.

War somit der bedeutendste Teil des Gebirges (zentraler Tian-Schan und Chalyktau) im jüngsten Paläozoikum und im ganzen Mesozoikum frei von jeder Meeresbedeckung, so finden wir doch Ablagerungen aus jener Zeit im Ilibecken. Auch das Gebiet des heutigen Temurlyktau blieb wahrscheinlich, wenigstens im Gebiete des Aulietasch, trocken, aber an seinem Nordfuß lagerten sich in der Angarazeit klastische Sedimente ab. Aus den dürf-

tigen Beobachtungen, welche ich im Talkytaal des dsungarischen Alatau am Nordrand des Ilibeckens machen konnte, ergibt sich, zusammen mit der Tatsache, daß Angaraschichten im Becken selbst nordwestlich Kuldscha anstehen, die Ausdehnung des Angarameeres über das ganze Ilibecken. Es bestand hier eine zwischen die Gebirgsländer sich einschiebende Bucht des Meeres, das im östlichen Tian-Schan große Ausdehnung hatte.

Während dieser Zeit erfolgten sowohl im Ilibecken selbst, als auch im Chalyktau Ausbrüche von Porphyrit, der als Decken und in Form von Stöcken und Gängen zwischen den Angaraschichten liegt und im Gebiete der äußeren Gebirgstheile: im Attuintau und in den Vorbergen des Chalyktau, den unterkarbonischen Kalk durchbrochen hat.

Ob Gebirgsbildung in dieser Zeit im Tian-Schan stattgefunden hat, läßt sich nicht entscheiden. Sicher blieb unser Gebiet in dieser Periode frei von großen tektonischen Bewegungen und die Umgestaltung und Weiterbildung blieb auf äußere Vorgänge beschränkt (abgesehen natürlich von den Porphyritergüssen!). In diese lange ruhige Periode fällt die Entstehung von großen Destruktionsflächen. Es ist über diese Formen der Erdoberfläche in der letzten Zeit so viel geschrieben worden, daß ich es füglich unterlassen kann, mich näher darüber auszusprechen. Ich erwähne nur, daß nach meinen Beobachtungen (siehe Route unteres Koksul!) die zuerst von Friederichsen, der ja überhaupt als erster diese Formen aus dem Tian-Schan beschrieb, angenommene und dann von Keidel durch weitere Tatsachen gestützte Entstehungsart der Peneplains durchaus richtig ist. Diese Flächen sind also im Mesozoikum während einer langen Zeit verhältnismäßiger Ruhe durch die Gesamtheit der subaërischen Vorgänge entstanden. Die Destruktionsfläche, welche der untere Koksul durchbricht, ist ein Teil einer riesigen Fläche, welche am Nordrand des Chalyktau liegend nach W sich bis über das große Musarttal hinaus erstreckte und wahrscheinlich auch weite Gebiete des heutigen Tekesbeckens einnahm. Ziemlich sicher erscheint dies für den Attuintau, der nicht nur die gleichen Gesteine aufweist wie das Gebiet jenseits des Tekes, sondern auch heute noch eine nicht sehr reich modellierte Oberfläche besitzt, wenn natürlich auch die Zernagung dieses nach allen Seiten isolierten Gebietes stärker vorge-schritten ist als südlich des Tekes in dem geschlossenen Gebiete.

Friederichsen und Keidel nehmen weiter an, daß im Tertiär die großen Destruktionsflächen durch radiale Bewegungen zerstückelt und ihre einzelnen Teile in verschiedene Höhenlage gebracht wurden. Die von mir aufgefundene Verwerfung im Kurdaital zwischen dem Granit des Hochgebirges und dem Kalk der Peneplain scheint für diese Annahme zu sprechen, wenn gleich sie nicht direkt als Beweis für tertiäre Dislokation gelten kann. Da aber bis heute keine Spuren von mesozoischen Dislokationen im zentralen Tian-Schan gefunden sind und Keidel vom südlichen Tian-Schan Konkordanz von Angara- und Hanhai-schichten beschreibt, ist es sehr wahrscheinlich, daß auch diese Verwerfung erst im Tertiär entstanden ist.

Damit kommen wir zu der letzten großen Periode der Gebirgsbildung. Das einzige noch vorhandene Meer im Ilibecken scheint noch im Tertiär bestanden zu haben, wenigstens deutet konkordant auf Angaraschichten liegender geschichteter Löß nordwestlich Kuldscha darauf hin. Die Ausdehnung dieser Meeresbucht muß aber bedeutend abgenommen haben und bald muß die Bucht gänzlich vom Meere abgetrennt worden sein. Es entstand ein Binnensee, in den die einmündenden Flüsse reichlich grobklastisches Material einführten. Seine Sedimente sind am Südfuß des dsungarischen Alatau in großer

Mächtigkeit erhalten. Sie liegen hier noch in der ursprünglichen Neigung, mit 5 bis 10° S fallend.

Gleichfalls ihre primäre Neigung beibehalten haben die Hanhaischichten im oberen Koksugebiet. Auch hier bestand im Tertiär ein großes Becken, das sich nach O in das Yuldusgebiet fortsetzte.

Einen dritten See treffen wir im Tekesbecken. Auch hier liegen die Sedimente horizontal. Der Bildung dieses Sees muß aber die Entstehung des Beckens vorausgegangen sein. Daher muß eine Zeit tektonischer Bewegungen angenommen werden, welche hauptsächlich durch Verschiebungen in vertikaler Richtung charakterisiert ist. In ihr entstanden die Becken im Inneren des Gebirges und zwischen den einzelnen Ketten, das Ilibecken wurde von dem Meere getrennt, die Angaraschichten im Talkyktal und am Nordfuß des Temurlyktau wurden gefaltet. Erst nach dieser Periode sind die grobklastischen Schichten in den einzelnen Becken abgelagert worden, ihr Alter muß daher jungtertiär bzw. pleistocän sein.

Die inneren Teile des Gebirges scheinen in dieser Zeit nur in der Weise umgestaltet worden zu sein, daß vertikale Bewegungen erfolgten und durch Senkungen einzelner Teile und besonders der Randpartien die Höhenunterschiede vergrößert wurden.

Meine Beobachtungen über die jungen Sedimente sind zu vereinzelt, als daß ich darüber mehr als bloße Vermutungen äußern könnte. Dazu kommt, daß bei dem Fehlen von Versteinerungen keine Möglichkeit gegeben ist, zu entscheiden, welcher Stufe diese Bildungen angehören und wo die Grenze zwischen jungtertiären und pleistocänen Seebildungen z. B. zu ziehen ist.

Einige Worte noch über die tektonischen Verhältnisse! Wie im zentralen Tian-Schan, so fehlen auch im Chalyktau auf der Nordseite Falten fast vollständig und die Schichten liegen in den äußeren Teilen im NO ziemlich flach, stehen dagegen in den Phyllitgebieten und den inneren Teilen meist steil (S fallend) bis senkrecht, wobei aber auch auf großen Strecken (Koksu- und Agiaslängstal) N Fallen vorkommt.

Die Streichrichtung ist im ganzen Nordabhang des Chalyktau vom Rand gegen die Tekesebene bis zum wasserscheidenden Kamm ziemlich die gleiche. Ostnordöstliche Richtung herrscht weitaus vor und ist geradezu bezeichnend für die Phyllitregion, in der nur im Saksanteke- und obersten Musarttal W-O Richtung auftritt.

Die zentrale Zone dagegen zeigt stärkeren Wechsel. Sie hat am Musartpaß reines W-O Streichen, im Koprssaigebiet NO, im Khaptnsu- und Koksugebiet W-O und ONO. Entsprechend hat auch die Schieferung der Quarzporphyre am Musartpaß W-O Richtung, im Koprssaigebiet aber verläuft sie spitzwinklig zu der des Kalkes, nämlich W-O, und im Khaptnsu wieder parallel mit seiner Streichrichtung (ONO).

Aus diesen Angaben geht hervor, daß es nicht richtig ist, wenn Keidel¹⁾ für den Chalyktau OSO Richtung und eine Änderung der Streichrichtung vom Pik Nicolai Michailowitsch nach O aus ONO über W-O in OSO annimmt. Ignatjew will im großen Musarttal NW Streichen gesehen haben. Wenn dies der Fall ist, kann es sich nur um lokal anderes Streichen handeln, denn ich habe im ganzen Musarttal diese Streichrichtung nicht gesehen. Wenn wirklich vom Pik N. Michailowitsch ab nach Ost das ONO Streichen aufhören sollte,

¹⁾ Keidel, Geol. Untersuchungen im südl. Tian-Schan etc. N. Jb. f. Min., Beil. Bd. 22, S. 265—384, 1906, siehe S. 355!

kann dies nur für das Gebiet bis östlich des Musartpasses gelten und auch nur für die zentrale Zone. Denn am Musartpaß streichen die Schichten ja W-O und auch die Phyllite nahe ihrer Südgrenze haben diese Richtung. Weiter nach O aber tritt die für den zentralen Tian-Schan maßgebende Richtung ONO wieder hervor und bleibt im ganzen Chalyktau herrschend. Auch die Anordnung der einzelnen Zonen beweist dies, welche mit gleichbleibender Richtung aus dem zentralen Tian-Schan herübersetzen. Wir haben also von dem Knotenpunkt des Tian-Schan bis wenig östlich Musartpaß eine Beugung der Streichrichtung, eine Ablenkung vom Hauptstreichen, welche nach O bald wieder verschwindet und der ONO Richtung weicht.

Nun hat aber Keidel im südlichen Tian-Schan, in den südlichen Vorketten des Chalyktau zwischen dem südlichen Musarttal und Bai unzweifelhaft nach WNW streichende Gebirgszüge angetroffen, welche aus Angaraschichten und konkordant auf ihnen liegenden Gobi-(Hanhai-)Sedimenten bestehen. Die Angaraschichten transgredieren über Oberkarbon. Diese Gebirgssteile sind also im Vergleich zu den inneren und nördlichen Ketten des Chalyktau viel jünger, ihre erste Anlage ist in einer Zeit erfolgt, in welcher die inneren und nördlichen Ketten bereits lange bestanden haben. Diese WNW Züge stehen den ONO Zügen durchaus fremd gegenüber. Demgemäß zeigt sich auch in ihrer Zusammensetzung ein bedeutender Unterschied. In den alten Ketten bildet das jüngste Gestein im Zentrum und Norden Unterkarbonkalk, im Süden Oberkarbonkalk, die jungen Ketten aber beginnen erst mit den Angaragesteinen, über denen die tertiären Gobisedimente liegen.

Es ergibt sich also, daß der Chalyktau in seinen nördlichen und zentralen Ketten durchaus die Fortsetzung des zentralen Tian-Schan ist, wie schon Keidel (l. c. S. 354) betont. Die Streichrichtung der Ketten erleidet zwischen zentralem Tian-Schan und Chalyktau eine leichte Beugung, setzt sich aber dann unverändert wieder fort. NW Streichen ist im ganzen nördlichen und zentralen Chalyktau nicht zu sehen, es ist beschränkt auf die tertiären Ketten der Südseite, welche erst spät dem alten Gebirge angegliedert wurden.

Die tertiäre Gebirgsbildung hat demnach in den alten Ketten nur wenig in tangentialer Richtung gewirkt, ihre Tätigkeit beschränkte sich, wie schon erwähnt, hauptsächlich auf radiale Bewegungen. Zu diesen dürften im zentralen Teile die Längsbrüche am Musartpaß und die den Dschiparlykgletscher begrenzenden parallelen Brüche gehören.

Dagegen hat die tertiäre Gebirgsbildung in dem Gebiete der Angaraschichten viel mehr in tangentialer Richtung gewirkt, indem sie die Sedimente in Falten legte. Daraus ergibt sich ein bemerkenswerter Gegensatz zwischen der alten karbonischen und der jungen tertiären Gebirgsbildung. Wir sahen im ganzen Gebiete der karbonischen Bewegungen Falten bis zum Verschwinden zurücktreten gegenüber einer starken Aufrichtung der Schichten mit vorherrschendem Südfallen. Die gleiche Erscheinung erwähnt Keidel — und hier ergibt sich wieder die nahe Beziehung zum zentralen Tian-Schan! — aus dem von ihm bearbeiteten Gebiet. Durch diese starke Zusammenpressung der Gesteine in meridionaler Richtung und das gleichzeitig erfolgende Aufsteigen von Granit und Quarzporphyr scheint nun das Gebiet eine sehr große Widerstandskraft gegenüber späteren tektonischen Bewegungen erlangt zu haben, so daß es als verhältnismäßig starre Masse den äußeren Gebieten gegenüber steht und an den späteren Bewegungen nur geringen Anteil genommen hat, der sich in radialen Brüchen kundgibt.

Zu erwägen wäre auch, ob nicht die jüngeren Bewegungen im Vergleich zu den karbonischen auf eine verhältnismäßig dünne, oberflächliche Schicht der Erdkruste beschränkt blieben. Das Fehlen von gleichzeitiger magmatischer Intrusion bei diesen Vorgängen scheint für diese Annahme zu sprechen.

Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit sind die von mir im Tian-Schan gemachten Beobachtungen und die sich daraus ergebenden Schlüsse niedergelegt. Kurz zusammengefaßt, erhalten wir folgenden Entwicklungsgang:

Sedimente des älteren Paläozoikums (die heutigen Phyllite etc.) sind durch Granitintrusion (Granit des äußeren Massives) metamorphosiert. Möglicherweise stand die Intrusion in Zusammenhang mit gebirgsbildenden Bewegungen. Sicher aber wurde unser Gebiet nach der Ablagerung der altpaläozoischen Sedimente trocken gelegt und zu einem Gebirge aufgefaltet. Dies war die älteste Anlage des Tian-Schan.

Es folgt eine Periode der Abtragung, welche stellenweise den Granitkern freilegt. Nach Beginn des karbonischen Zeitalters wird das Gebirgsland vom Meer überflutet und seine Sedimente lagern transgressiv über Phylliten und Granit.

Diese Transgression muß rasch über weite Gebiete vorgedrungen sein, worauf das Fehlen von Transgressionsbildungen an der Basis der karbonischen Sedimente schließen läßt. Vielleicht wäre an einen Einbruch großer Landmassen zu denken.

Mindestens 600 m mächtige Kalke werden abgelagert, die, soweit Fossilfunde ihre stratigraphische Bestimmung erlauben, oberes Unterkarbon repräsentieren. Rasch wie die Transgression erfolgt die Regression nach Süd und das Oberkarbonmeer reicht nur bis zum Südrand des Gebirges.

In die Zeit zwischen Unter- und Oberkarbon fällt daher die zweite große Gebirgsbildung, welche nach meiner Ansicht die für unser Gebiet bedeutendste ist und dem Gebirge bis auf den heutigen Tag ihren Stempel aufgedrückt hat.

Hier sehen wir auch sichere Beweise für die Gleichzeitigkeit von Gebirgsbildung und magmatischer Intrusion (inneres Granitmassiv und Quarzporphyr der zentralen Zone). Das Granitmagma übt auf die Nebengesteine Kontaktmetamorphose aus, deren weite Ausdehnung dem zur Zeit des Aufsteigens des Magmas herrschenden gebirgsbildenden Druck zuzuschreiben ist.

Vom Ende des Unterkarbons an bleibt der Chalyktau, d. h. seine nördlichen und zentralen Teile, frei von Meeresbedeckung.

In dieser langen Kontinentalperiode scheinen nur geringe tektonische Veränderungen erfolgt zu sein. Im Perm oder im Mesozoikum erfolgten die Ergüsse von Porphyrit in den nördlichen Teilen. Im Mesozoikum entstanden auch die großen Peneplains. Im Tertiär werden diese durch radiale Bewegungen zerstückelt, im Norden erfolgt der Einbruch des Tekesbeckens.

Diese dritte Periode der Gebirgsbildung, welche im Temurlyktau und im dsungarischen Alatau die Angaraschichten in Falten legte, ist im nördlichen und zentralen Chalyktau nicht mit Sicherheit nachzuweisen, während sie in anderen Teilen des Tian-Schan durch starke tektonische Bewegungen bezeichnet ist.

Noch spätere, jungpliocäne oder pleistocäne Störungen sind im Tekesbecken kenntlich.

In geomorphologischer Hinsicht hat sich gezeigt, daß der Chalyktau keinen selbstständigen Gebirgsbogen bildet. Er ist nach Bau und Streichrichtung durchaus die östliche Fortsetzung des zentralen Tian-Schan. Die von den höchsten Erhebungen des Gebirges heranziehende zentrale Kette erfährt eine leichte Richtungsbeugung, setzt aber dann in der gleichen Richtung (ONO) fort wie vorher.

Daher zeigt auch der geologische Bau des Chalyktau keine bedeutenden Unterschiede gegenüber dem zentralen Teile des Tian-Schan, vielmehr bilden zentraler Tian-Schan und Chalyktau eine eng zusammenhängende Masse, welche anderen Teilen des Tian-Schan, besonders im Süden und Osten, fremd gegenübersteht.

Der auffallende Gegensatz zwischen älterer und jüngerer Gebirgsbildung — einerseits starke Aufrichtung der Schichten und mächtige magmatische Intrusion und Effusion, andererseits Faltung nur der jüngeren Gesteine und Fehlen von magmatischer Tätigkeit — läßt erkennen, daß die Stärke der tektonischen Vorgänge in dem untersuchten Gebiete seit dem Ende des Paläozoikums eine beträchtliche Abnahme erfahren hat und daß das alte Gebirge als verhältnismäßig starre Masse den jüngeren Gebieten fremd gegenübersteht.

Anmerkung. Erst nach Abschluß meiner Arbeit gelangte der zweite Band von „Muschketow, Turkestan“ in meine Hände, so daß die in dem Werke enthaltenen Tagebuch-Aufzeichnungen Muschketows bei dieser Arbeit keine Berücksichtigung finden konnten.

Bemerkungen zur Übersichtskarte Tafel 1.

Es stellte sich schon während unserer Reise und noch mehr bei der Ausarbeitung der auf der Expedition gemachten Routenaufnahmen heraus, daß die vorhandenen Karten in vielen wesentlichen Punkten falsch und ungenügend sind. Die Fertigstellung der von Prof. Merzbacher geplanten topographischen Karte der bereisten Gegenden wird sich jedoch noch einige Zeit hinausziehen, so daß ich diese neue Karte meinen geologischen Einzeichnungen nicht zu Grunde legen konnte.

Ich beschränkte mich deshalb darauf, die Ergebnisse unserer Routenaufnahmen in ihren Hauptzügen zusammenzustellen und die im Maßstab 1:100.000 gemachten Aufnahmen auf den vorliegenden Maßstab reduzieren zu lassen. Demgemäß sind nur die begangenen Täler und die größten Gletscher auf der Karte eingezeichnet. Auch von der Angabe von Höhen wurde Abstand genommen, da die Ausrechnung der Messungen noch nicht vollendet ist. Ich möchte daher hier einige Angaben über die Höhenverhältnisse machen.

Die Tekesebene im NW der Karte hat in ihrem westlichen Teile am großen Musart etwa 1800 m und senkt sich nach NO allmählich herab bis zu 1500 m am Koku. Der Attuintau, der isoliert aus der Ebene aufragt, dürfte sich 600—800 m über sie erheben.

Die zentrale Zone des Chalyktau erreicht zu beiden Seiten des Musartpasses (ca. 3500 m) in ihren Gipfeln Höhen von 6200—6400 m. Diese Berge gehören somit zu den höchsten des Tian-Schan und werden nur von dem Khan-Tengri (7200 m) übertroffen. Ähnliche Höhen wie in der Musartgegend erreicht die zentrale Zone im Chalyktau nur noch im Gebiet des Kopsaigletschers und der langen Gletscher am Ursprung des Agias. Im allgemeinen jedoch senkt sich die zentrale Zone vom Musartpaß nach Ost beträchtlich, so daß die Gipfelhöhen im Quellgebiet des Koku nur noch 4800—5200 m betragen.

Das Gebiet zwischen Tekesebene und zentraler Zone vermittelt zwischen beiden Extremen. Das Gebirge beginnt im N etwa mit 2000—1800 m und steigt, je weiter wir nach S kommen, desto mehr an. Die Gipfel der Phyllitzone haben Höhen von 4000—4500 m im Musart- und Agiasgebiet, nach O sinkt ihre Höhe entsprechend der Erniedrigung der zentralen Zone und beträgt im Kokugebiet 3000—3500 m.

Erklärung der Abbildungen Tafel 3—8.

Tafel 3.

- Fig. 1. Talkyital im dsungarischen Alatau. Blick talauf aus dem Granitgebiet auf die hellen Kalkberge im Hintergrund. Aufnahme Merzbacher.
- „ 2. Becken des Sairamnor. Die südliche Begrenzung des Beckens bilden die unterkarbonischen Kalkberge des dsungarischen Alatau. Aufnahme Merzbacher.
- „ 3. Rechtes Seitental des Dschidschentaales im Temurlyktau. Blick auf die 500 m mächtigen unterkarbonischen Kalke, welche links fast horizontal liegen, rechts eine Synklinale mit steilstehenden Flügeln bilden. Aufnahme Merzbacher.
- „ 4. Wollsäcke des Granites am Satl-Kasanpaß im westlichen Temurlyktau. Aufnahme Leuchs.

Tafel 4.

- Fig. 1. Blick von der Terrasse des alten Tekessees auf die Destruktionsfläche am Nordrand des Chalyktau. Der Koksufuß ist tief in die Peneplain eingeschnitten. Im Hintergrund rechts die granitische Kurdaikette. Aufnahme Leuchs.
- „ 2. Altes Seebecken des Koksus mit verschiedenen Terrassen aus Seeablagerungen. Aufnahme Leuchs.
- „ 3. Südrand dieses Beckens, Ende der Kalkhochfläche und Beginn der Granitzone. Aufnahme Leuchs.
- „ 4. Grenze zwischen Kalkhochfläche und Granitzone im Kurdaital. Die Kalke endigen an einer W-O Verwerfung, die auf dem Bilde am Fuß der Steilwand entlang zieht. Auf dieser Verwerfung ist Quarzporphyr emporgedrungen, Granit steht erst weiter südlich, rechts, an. Aufnahme Leuchs.

Tafel 5.

- Fig. 1. Blick von der Terrasse des alten Tekessees nach NW auf den Tekesfluß und die von ihm durchströmte Ebene, im Hintergrund der Temurlyktau. Aufnahme Leuchs.
- „ 2. Abbruch der Seeterrasse zum heutigen Tekestal. Blick nach O, links der Attuintau. Aufnahme Leuchs.
- „ 3. Oberes Seebecken im Quertal des Koksus. Das Becken liegt im Granit, der aber durch die jungen Ablagerungen des Koksus größtenteils verdeckt ist. Aufnahme Leuchs.
- „ 4. Blick vom obersten Boden des Kinsutaales nach S auf die zentrale Zone des Chalyktau. Die Berge zu beiden Seiten des Talbodens bestehen aus Glimmerschiefer. Der Talboden ist breit, eben und stark sumpfig. Aufnahme Merzbacher.

Tafel 6.

- Fig. 1. Quertal des Koksus: enges, steilwandiges Tal im Granit, die Weitungen sind schutterfüllt. Das Haupttal ist im Vergleich zu dem von rechts herabziehenden Seitental übertieft. Aufnahme Leuchs.
- „ 2. Gefältelter Quarzphyllit im obersten Koksutal. Aufnahme Merzbacher.
- „ 3. Rechtes Mustamastal (ca. 3000 m). Die Berge bestehen aus Kalksteinen des oberen Unterkarbons, hier und da sind ihnen Quarzporphyre eingelagert. Mächtige Schutthänge verhüllen die glaciale Trogform des Tales. Aufnahme Leuchs.
- „ 4. Mittleres Saksanteketal (ca. 2600 m). Steile, ca. 800 m hohe Wände aus weißem Marmor bilden beide Talseiten. Die Schichten stehen steil, erst weiter talauf legen sie sich flacher. Aufnahme Merzbacher.

Tafel 7.

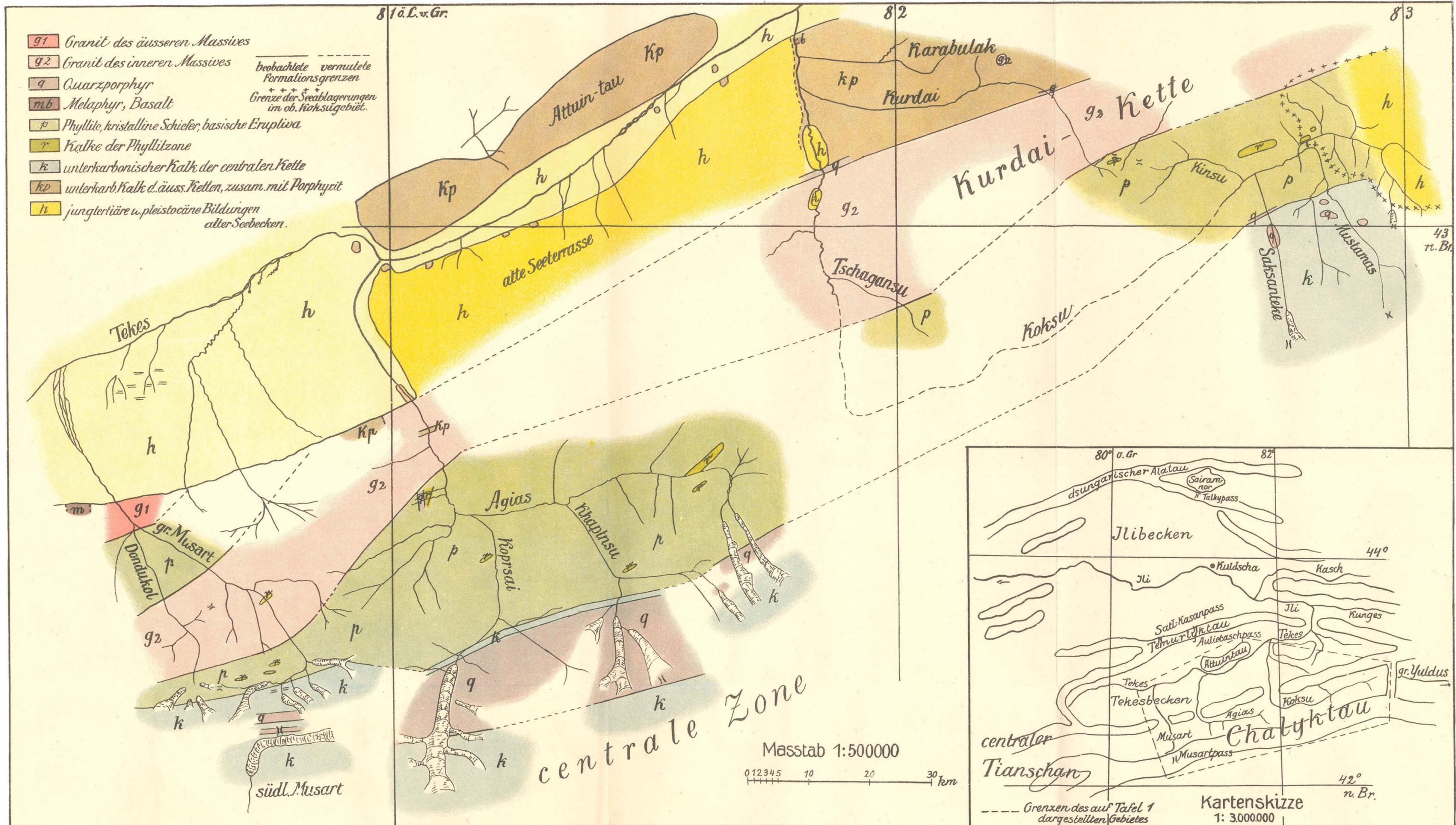
- Fig. 1. Blick vom Syrt Karabulak nach S auf einen Teil der Hochfläche und die hinter ihr aufsteigende Kurdaikette. Die von dieser herabziehenden Täler entstehen in Karen und sind mit alten Moränen erfüllt. Aufnahme Merzbacher.
- „ 2. Der Karagaitasch im oberen Koksugebiet. Der ganze Berg besteht aus grobklastischen Hanhai-schichten, welche zu bizarren Formen verwittert sind. Aufnahme Leuchs.
 - „ 3. Ein anderes Bild aus dem Hanhaibezirk am oberen Koksus. Die Schichten sind von geringerer und gleichmäßigerer Korngröße und bilden deshalb langgestreckte, einförmige Rücken. Im Hintergrund die Kurdaikette. Aufnahme Leuchs.

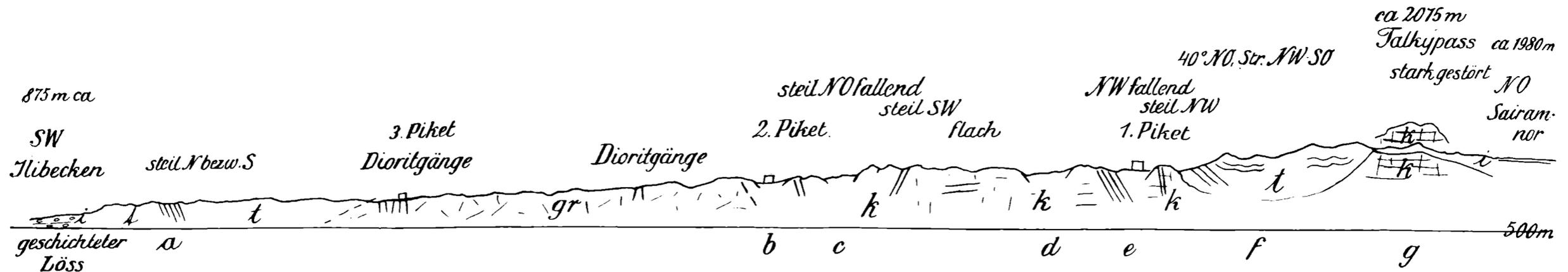
Tafel 8.

- Fig. 1. Quertal des Agias bei der Mündung des Kongrbulak. Die Berge bestehen aus Phylliten mit eingelagerten basischen Eruptivgesteinen, das Tal ist hoch hinauf mit fluvioglacialen Ablagerungen erfüllt, in welche der Agias sein Bett eingeschnitten hat. Aufnahme Leuchs.
- „ 2. Gebiet des Koprsgletschers. Im Vordergrund Phyllite, die stark vereisten Berge (6000—6500 m) im Hintergrund bestehen aus unterkarbonischem Kalk und Marmor, zwischen Phyllit und Kalk liegt Quarzporphyr in einer 10 km breiten Zone, welche vom Phyllit durch einen schmalen Kalkzug getrennt ist. Aufnahme Merzbacher.
 - „ 3. Mittleres großes Musarttal. Auf beiden Seiten steht Granit an, im Hintergrund bilden die hohen Kalkberge der zentralen Zone scheinbar den Talschluß. Aufnahme Merzbacher.
 - „ 4. Vom Dondukolpaf (3700 m) nach Ost. Die über 6000 m hohen Berge der zentralen Zone, rechts, bestehen aus unterkarbonischem Kalk. An ihrem Fuß verläuft das Längstal des großen Musart, das die Grenze zwischen Kalk- und Phyllitzone bildet. Die Grenze zieht weiter nach Ost über den großen Kai-Jailakgletscher. Die Berge der Phyllitzone sind 1000—1500 m niedriger. Aufnahme Kostner.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	3
I. Routenbeschreibung	4
1. Dsungarischer Alatau: Vom Ilibecken durch das Talkyktal zum Sairamnor	4
2. Temurlyktau	8
3. Chalyktau	16
Koksugebiet	17
Unteres Koksugebiet und Attuintau	17
Oberes Koksugebiet	28
Hanhai Becken im oberen Koksugebiet	31
Mustamastäler	33
Saksanteketal	37
Agiasgebiet	38
Quertal des Agias	39
Längstal des Agias	43
Koprsaital	45
Khaptnsutal	52
Großes Musarttal	54
II. Die Gesteine	61
Tiefengesteine	61
Ergußgesteine	64
Die Phyllitzone und ihre Gesteine	67
Unterkarbonischer Kalk	69
Angaraschichten	70
Hanhaischichten	71
Diluvium und Alluvium	72
Mikroskopische Untersuchungen an Gesteinen des großen Musarttales	73
III. Geologische Geschichte	82
Zusammenfassung	90





Im Text besonders erwähnte Punkte: a Quarzit, Diorit, Porphyrit; b Kalkmergel mit Quarz, Kieselschiefer, Sandstein mit Kalkmergel; c Kalk- und Porphyritbreccie; d Tonschiefer; e Diorit, Camptonit; f Kieselschiefer, = breccien, Tonschiefer; g junge Konglomerate.

Fig. 1. Profil vom Ilibecken durch das Talkytal zum Sairam-nor (Dsungarischer Alatau). Maßstab 1 : 85,000.

gr = Granit, präkarbonisch. k = Kalkstein (Unterkarbon?) t = Ton- und Kieselschiefer (Angaraschichten). i = Junge Bildungen des Ilibeckens und Sairam-nors.

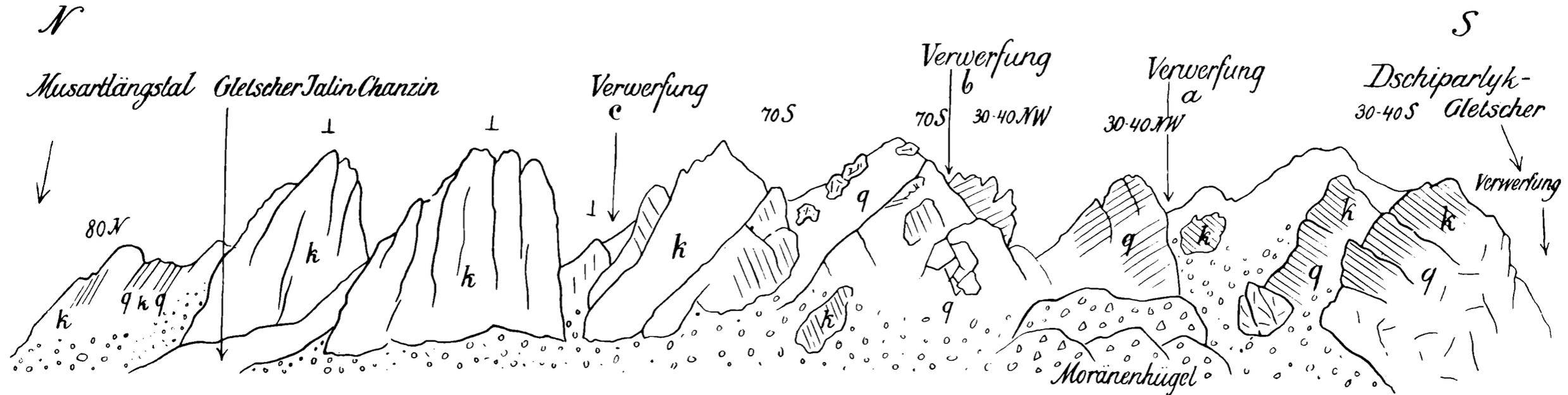


Fig. 2. Ostseite des Musartpaß-Defilées. Zeigt die zwischen die Kalkmassen eingedrungenen Quarzporphyre und die Störungen der Lagerung. Länge des Profils 8 km.

k = unterkarbonischer Kalk, meist in Marmor umgewandelt; q = Quarzporphyr. — Maßstab 1 : 25000.

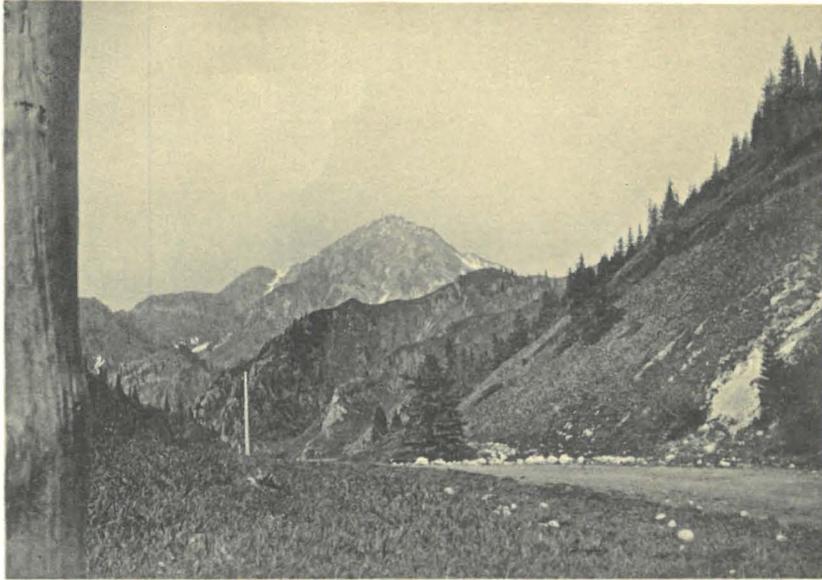


Fig. 1.



Fig. 2.

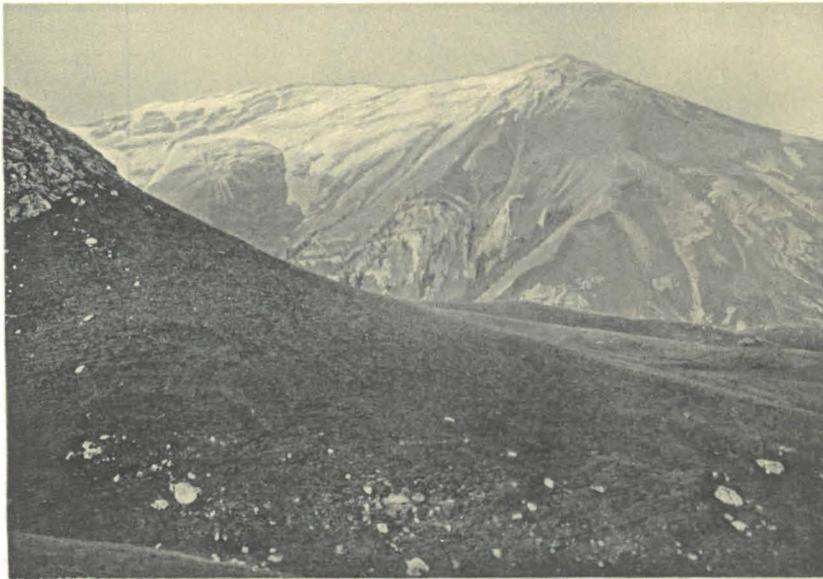


Fig. 3.



Fig. 4.

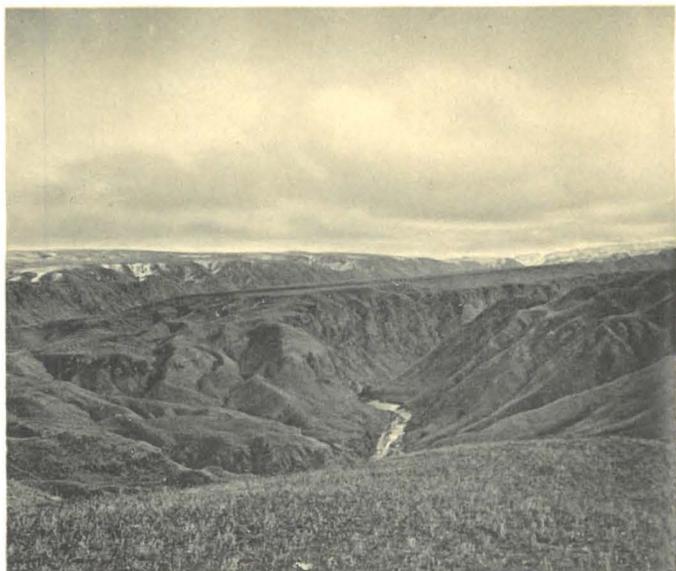


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.

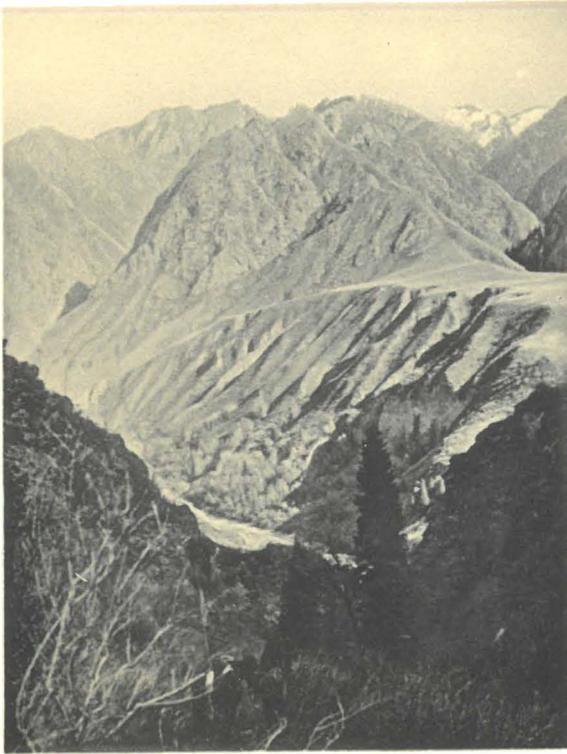


Fig. 1.

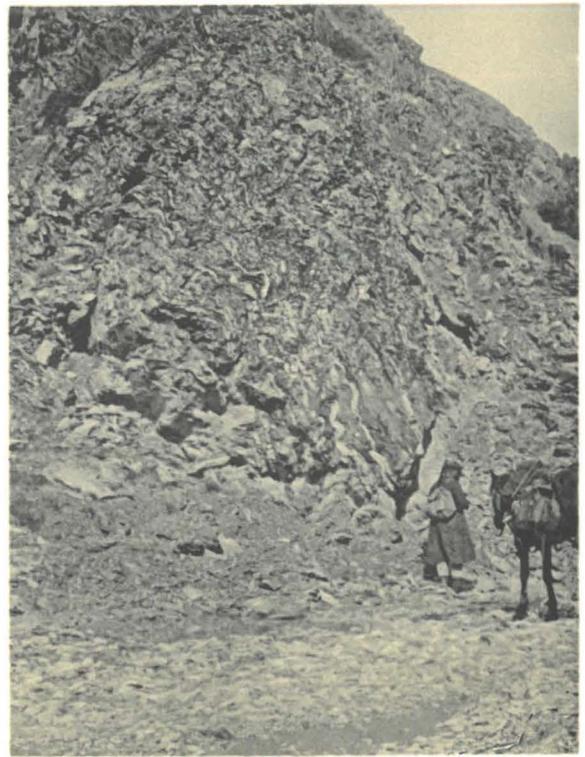


Fig. 2.

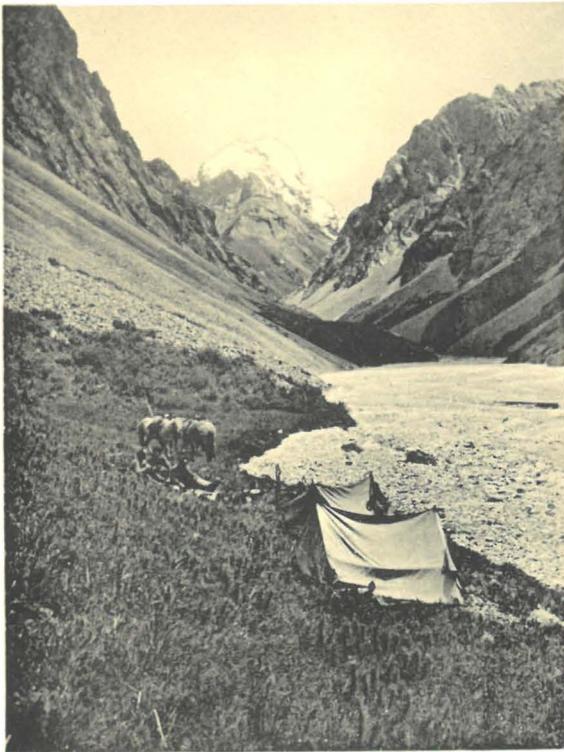


Fig. 3.

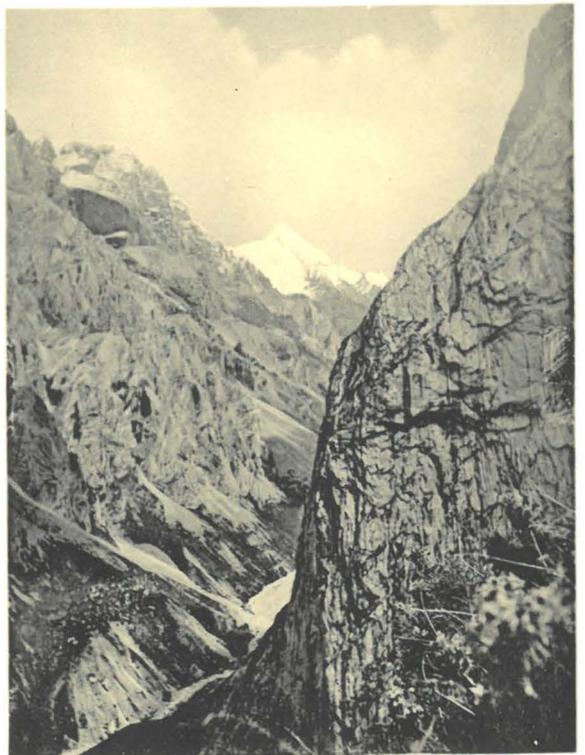


Fig. 4.



Fig. 1.

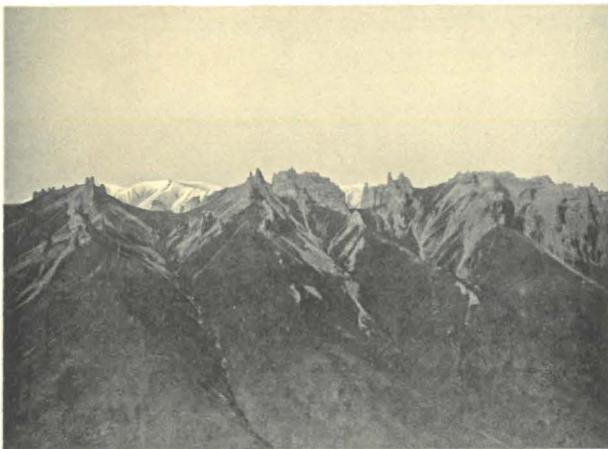


Fig. 2.

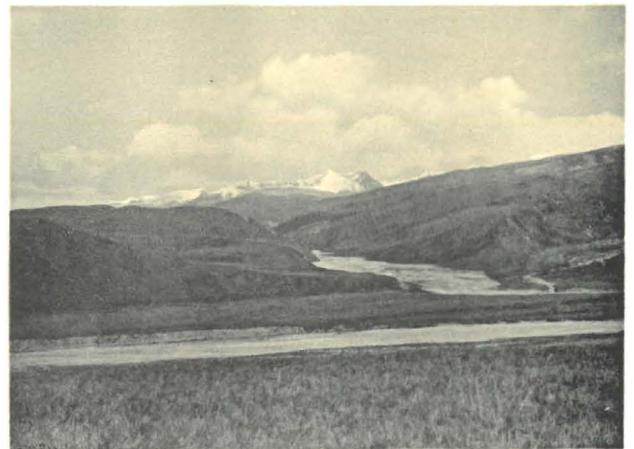


Fig. 3.

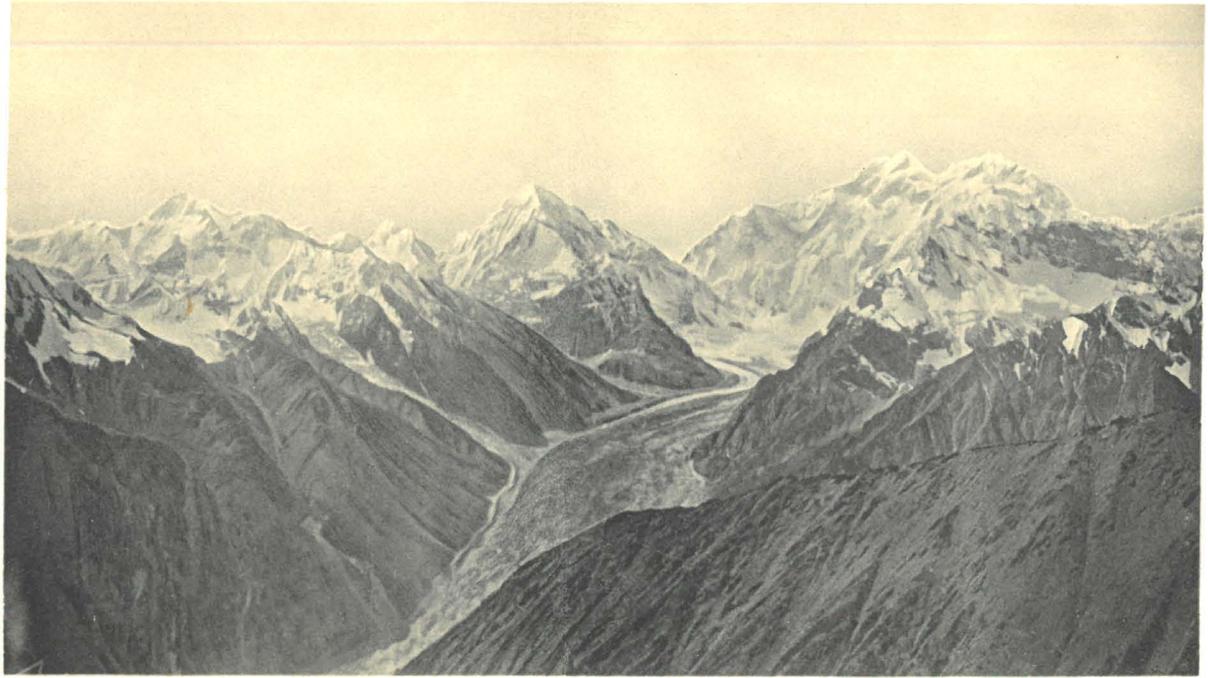


Fig. 2.



Fig. 1.

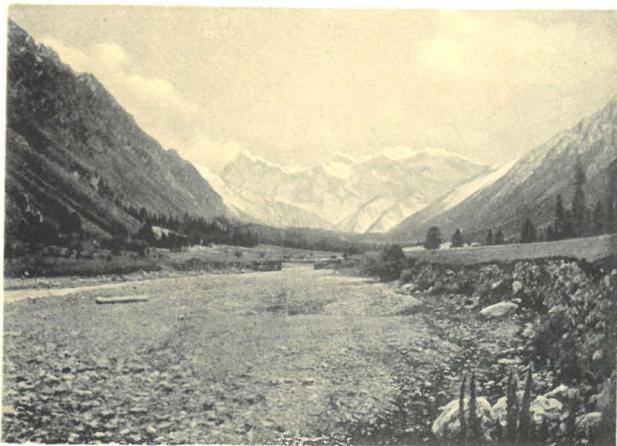


Fig. 3.



Fig. 4.