

**JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT**

---

**SONDERBAND 6**

**GEOLOGISCHER QUERSCHNITT  
DES KARAKORUM  
VOM INDUS ZUM SHAKSGAM**

VON

**T. E. GATTINGER**

**PETROGRAPHISCHE BESTIMMUNGEN VON H. SCHARBERT**



**WIEN 1961**

**EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: GEOLOGISCHE BUNDES-  
ANSTALT, WIEN III, RASUMOFSKYGASSE 23**

**ÖSTERREICHISCHE STAATSDRUCKEREI**

Die Autoren sind für Inhalt und Form des Textes und der Beilagen verantwortlich.  
Redaktion des Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt Prof. Dr. H. KÜPPER  
und Dr. G. WOLETZ.

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

JB. Geol. B. A.

Sonderband 6

S 3—118

Wien, Juli 1961

## Geologischer Querschnitt des Karakorum vom Indus zum Shaksgam

Geologische Ergebnisse der Österreichischen  
Himalaya-Karakorum-Expedition 1956.

Von T. E. GATTINGER

Petrographische Bestimmungen von H. SCHARBERT

(Mit 31 Abbildungen im Text, 6 Panoramen, 2 Karten und einem Blockbild auf  
den Tafeln 1—9)

---

Meinem Expeditionskameraden HEINRICH ROISS gewidmet,  
der 1959 am Dhaulagiri im Himalaya den Tod fand.

---

## Inhaltsübersicht

Seite

Vorwort .....	5
Zusammenfassung .....	6
Summary .....	7
I. Einleitung .....	7
II. Oro-hydrographischer Überblick.....	10
II/1. Allgemeine Betrachtung des Großraumes.....	10
II/2. Das Expeditionsgebiet.....	13
III. Geologische Detailbeschreibung .....	14
III/1. Die Talweite von Skardu .....	14
III/2. Das Schigartal .....	19
III/3. Das Braidutal .....	30
III/4. Skoro La und Mungo Gusor .....	49
III/5. Biaho Lungma .....	50
III/6. Unterer Baltoro .....	58
III/7. Mittlerer Baltoro .....	67
III/8. Oberer Baltoro .....	70
III/9. Die Gascherbrum-Gruppe.....	75
III/10. Ein Blick hinter die Kulissen der Gascherbrum-Gruppe .....	78
IV. Baumaterial .....	81
IV/1. Kristalline Gesteine .....	87
1/A. Granit .....	87
1/B. Gneise .....	87
1/C. Glimmerschiefer .....	91
1/D. Amphibolite und Aktinolithfelse .....	91
1/E. Grüngesteine .....	92
1/F. Ganggesteine .....	93
IV/2. Sedimentgesteine.....	93
2/A. Marmore .....	93
2/B. Schiefer und Phyllite .....	94
B/a. Quarzite, Quarzschiefer und Quarzphyllite .....	94
B/b. Kalkschiefer und Kalkphyllite .....	95
B/c. Kalktonschiefer .....	96
B/d. Tonschiefer und Phyllite .....	96
2/C. Klastische Gesteine.....	97
C/a. Konglomerate.....	97
C/b. Sandsteine.....	98
2/D. Kalke und Dolomite .....	98
D/a. Kalke .....	98
D/b. Dolomitische Kalke und Kalkdolomite .....	100
D/c. Dolomite .....	101
V. Tektonische Analyse.....	101
VI. Regionaler Rahmen .....	111
VII. Literatúrauswahl .....	117

## Vorwort

Als die Österreichische Himalaya Gesellschaft — der zu danken mir aufrichtiges Bedürfnis ist — mir im Winter 1955/56 anbot, als Geologe an der geplanten „Österreichischen Himalaya-Karakorum-Expedition 1956“ teilzunehmen, löste ich meinen damaligen Vertrag mit dem türkischen geologisch-lagerstättenkundlichen Staatsinstitut auf und kehrte nach Österreich zurück, um die notwendigen Vorbereitungen für meine neue Aufgabe zu treffen. Ende März 1956 trat die achtköpfige Expeditionsmannschaft — Ing. Fritz MORAVEC als Expeditionsleiter, als Bergsteiger Sepp LARCH, Hans RATAY, Richard REINAGL, Heinrich ROISS und Hans WILLENPAET, als Arzt Dr. Georg WELER, und ich — die Reise an. Unser Ziel war die Erstbesteigung des Gascherbrum II (8035 m) im Gebiet des Oberen Baltorobeckens, mein Ziel war, einen detaillierten, dabei aber möglichst breiten Querschnitt durch das Zentralkarakorum vom Indus bei Skardu bis zur Gascherbrumgruppe geologisch zu erfassen. Von Anfang Mai bis Anfang September 1956 hatte ich Gelegenheit, mich in meinem Arbeitsgebiet zu bewegen und meine Studien zu treiben. In dieser Zeit, am 7. Juli, war das alpinistische Ziel nach Überwindung von mancherlei Hindernissen erreicht: ein österreichischer Wimpel wehte am Gipfel „unseres“ Berges. Die geologische Aufnahmearbeit ging weiter. Erst der Start der zweimotorigen Maschine der Pakistan International Airlines von Skardu, welche die Nachhut der Expeditionsmannschaft nach Rawalpindi brachte, konnte ihr ein endgültiges Ende setzen.

Zurückgekehrt, begann ich mit der Auswertung der gesammelten Unterlagen, doch ergaben sich durch praktisch-geologische Arbeiten in Oberösterreich und schließlich (Frühjahr 1957) durch einen neuerlichen Ruf, nach Ankara auf mein bereits erwähntes Tätigkeitsfeld zurückzukehren, immer wieder Unterbrechungen in der Ausarbeitung der Expeditionsergebnisse. Zwar widmete ich mich auch in der Türkei dieser Tätigkeit, soweit meine Freizeit es zuließ. Aber an eine systematische Zusammenstellung war erst zu denken, als ich, an die Geologische Bundesanstalt in Wien berufen, 1959 wieder in der Heimat war und damit auch die notwendige Literatur für die Weiterarbeit zur Hand hatte. Nun konnte ich das Probenmaterial für die petrographischen Untersuchung an Herrn Dr. H. SCHARBET, Petrographisches Institut der Universität Wien, weitergeben, dem ich für seine Bereitwilligkeit, diesen Teil der Arbeit zu übernehmen, meinen besten Dank sagen möchte. Herrn Dr. R. OBERHAUSER, Geologische Bundesanstalt Wien, der mir mit der paläontologischen Bestimmung von Dünnschliffen in freundlicher Weise Hilfe leistete, möchte ich an dieser Stelle ebenfalls herzlich danken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER, dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt, durch dessen freundliches Entgegenkommen die Frage nach einer geeigneten Publikationsmöglichkeit so rasch und in erfreulicher Weise gelöst war, und durch dessen Initiative die Ausstattung der Arbeit in vollem Umfang ermöglicht wurde: das Bundesministerium für Unterricht beantwortete ein entsprechendes Ersuchen um Subventionierung der Arbeit positiv, wodurch eine Kürzung des Bild- und Beilagenmaterials vermieden werden konnte. Meiner Pflicht, dem Bundesministerium für Unterricht hierfür aufrichtigsten Dank zu sagen, komme ich mit Freude nach.

Der Helfer und Freunde, die in irgendeiner Form zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben, sind viele, von den Trägern, die ausgesetzte Kletterstellen barfuß überwunden und eiskalte Bäche durchquert haben, auf dem Rücken das Probenmaterial tragend, bis zu jenen, deren kundige Hände aus diesem Probenmaterial Dünnschliffe gefertigt haben. Der großen Zahl wegen kann ich ihre Namen und ihre kleinen und großen Leistungen nicht einzeln erwähnen. Aber ich gedenke mit diesen Zeilen ihrer aller in Dankbarkeit.

Wien, im Jänner 1961

T. E. GATTINGER

### Zusammenfassung

Der geologische Aufbau des Zentralkarakorum läßt im Ausschnitt zwischen Indus und Shaksgam eine Gliederung in Zonen erkennen, die sich untereinander durch Baumaterial und Tektonik unterscheiden. Eine Achsen-Zone, bestehend aus alpinen Graniten, bildet das „Rückgrat“ des Gebirges. Ihr folgt im Süden die Zone des Zentralkristallins, die von variszisch geprägten Gneisen und Parakristallin beherrscht wird. Zwischen diese Zone und das weiter gegen den Indus zu gelegene Südrandkristallin, das bis auf das Fehlen von Orthogneisen dem Zentralkristallin entspricht, schaltet sich eine Schuppenzone ein, die von paläozoischen Gesteinen und von Grüngesteinen aufgebaut wird und in sich starke Durchbewegung zeigt. Das Südrandkristallin wird vom Himalaya-System durch eine Intrusionszone (Intrusiv-Ligament) von vorwiegend granitischen Gesteinen getrennt, deren Platznahme in der Hauptsache während der alpinen Orogenese erfolgte, die aber Relikte älterer (variszischer?) Granite enthalten. Die nördlichste Zone ist die Tethys-Zone, die in diesem Raume aus karbonen bis wahrscheinlich tieftriadischen Schiefen und Kalken besteht, über denen diskordant eine alttertiäre klastische Serie liegt. Die Tethys-Zone kann in diesem Raume präziser als Tethys-Deckenzone angesprochen werden, da sie weitreichende Überschiebungen gegen Süden über den Bereich des Zentralkristallins zeigt. Die Gesteine sind durchwegs metamorphisiert.

Die allgemeine Streichrichtung im Zentralkarakorum liegt um NW—SE. Nur in Gebieten, wo tiefere variszische Strukturen stärker nachgewirkt haben, treten Streichrichtungen um W—E auf. Den Abschluß der alpinen Gebirgsbildung stellen große Hebungsbewegungen mit vertikalen Dislokationen bis über 10 km dar. Die Störungen, nach denen sich diese Bewegungen vollziehen und die dem Generalstreichen folgen, zerlegen den Gebirgskörper in langgestreckte Schollen, wobei der Zonenbau noch betont wird.

Wie aus der neueren Karakorum-Literatur hervorgeht, läßt sich der Zonenbau des Gebirges nach Nordwesten und Südosten weiter verfolgen. Im regionalen Rahmen der zentralasiatischen Scharung nimmt das Karakorum, das infolge seiner spezifischen stratigraphischen und tektonischen Merkmale als eigenes geologisches System anzusehen ist, eine vermittelnde Stellung zwischen dem variszischen Pamir-System und dem alpinen Himalaya-System ein. Die Fortsetzung des Karakorum-Systems nach Westen über das Hindukusch hinaus und nach Osten über Westtibet hinaus ist noch nicht erforscht.

## Summary

The geological structure of the Central-Karakoram in the region between the Indus and the Shaksgam can be subdivided into zones which, in their stratigraphical and structural composition, are distinctly different from each other. An 'Axial Zone' consisting of Alpine synorogenic granites forms the "backbone" of the mountain region. To the S, it is followed by the 'Central Crystalline Zone' which includes Variscan gneisses and paracrystalline rocks. Between this and a 'Southern Marginal Crystalline Zone' following farther towards the Indus and showing close resemblance to the 'Central Crystalline Zone' except for the absence of orthogneisses, a 'Lamination Zone', including strongly tectonized greenstones and Paleozoic rocks, is inserted. The 'Southern Marginal Crystalline Zone' is separated from the Himalayan system by a zone of intrusive material ('Intrusive Ligament') mainly consisting of granitic rocks, which intruded during the Alpine mountain revolution, but also containing relics of older (Variscan?) granites. The northernmost zone is the 'Tethys Zone' represented in this region, by slates and limestones of Carboniferous to probably Lower Triassic age, which is covered by Lower Tertiary clastic series with distinct unconformity. In our area the 'Tethys Zone' more precisely should be called 'Tethys Nappe Zone' as it shows overthrusts towards S reaching far over the 'Central Crystalline Zone'. Its rocks altogether are metamorphized.

In the Central-Karakoram the rocks strike mainly about NW—SE. Only in the regions where deep-reaching Variscan structures caused a stronger and lasting effect, directions of strike about W—E can be observed. The final act of the Alpine orogenic development is marked by great uplift movements with vertical dislocations up to more than 10 km. The faults in connection with these movements follow the main direction of strike and subdivide the mountain body into longstretched blocks, thus still emphasizing its zonal structure.

As can be learned from the more recent literature on the Karakoram, the zonal structure of the mountain region can be followed farther to the northwest and southeast. Within the regional frame of the Central Asiatic syntaxial joint, the Karakoram must be considered as separate geological system according to its specific stratigraphical and structural peculiarities; its position is intermediate between the Variscan Pamir system and the Alpine Himalaya system. The continuation of the Karakoram system to the west beyond the Hindukush and to the east beyond Western Tibet is still unexplored.

## I. Einleitung

Anders als in den heimischen Bergen, die den kartierenden Geologen durch ihre Nähe und Zugänglichkeit zu Wiederbegehungen und Revisionen geradezu einladen, vollzieht sich geologische Forschungsarbeit in Gegenden, in die eine einmalige oder seltene Gelegenheit ihn führt. Das Wissen um die wahrscheinliche Unwiederbringlichkeit der Eindrücke, das Episodenhafte der Beobachtungsmöglichkeiten einerseits, und andererseits der Eifer, in der kurz bemessenen Zeit eine möglichst reiche Fülle geologischer Daten zu sammeln, zu ordnen, immer wieder zu ergänzen, dazu das fast ängstliche Bestreben, nichts unbeachtet zu lassen, was Bedeutung für das

Ganze gewinnen könnte — das alles gibt der Tätigkeit eines Expeditionsgeologen ihren eigenen Stil und zwingt ihn zur Anwendung eigener Arbeitsmethoden. Das rasche und vollständige Festhalten jeder Beobachtung wird zur allerersten und größten Notwendigkeit. Um ihr zu entsprechen, muß selbst der sonst richtige Vorgang, an weitere Beobachtungen erst nach sinnvollem Ordnen der bisherigen heranzugehen, bisweilen geopfert werden. Denn eine Probe, nicht aufgesammelt, eine Skizze, nicht ins Notizbuch gebannt, eine Photographie, nicht aufgenommen, könnte sich später als schlimmes Versäumnis erweisen, das einen Klaff im Gesamtbild hinterläßt, der alle übrige Arbeit abwertet.

Dem Bewußtsein dieser Situation, das zu schier nervöser Aktivität anzureizen imstande wäre, stehen Faktoren gegenüber, deren Nüchternheit und Unabwendbarkeit dem forcierten Streben natürliche Schranken der Mäßigung setzen: Die Zahl der mitgenommenen Proben hängt von der Zahl der verfügbaren Lastenträger, diese vom Geld, das dafür aufgewendet werden kann, ab. Geländeschwierigkeiten können dem Vordringen zu wichtigen Erkenntnissen ein energisches Nein entgegensetzen. Die körperliche Verfassung wird den Fortgang der Arbeiten umso deutlicher beeinflussen, je näher die Höhenzone rückt, in der auch bei bester Kondition jeder Schritt, jeder Schwung des Hammers, jedes Bücken und Aufrichten als physische Peinigung empfunden wird. Und schließlich wird das Wetter den Eifer dämpfen, wird Arbeitspausen erzwingen und tagelang, mitunter wochenlang Gelegenheit schaffen, das zusammengeraffte Material zu sichten und zu werten.

Innerer und äußerer Zwang werden so zu einem Rahmen, in welchem dem geologischen Porträt dieses Gebirges neue Linien hinzugefügt werden, in dessen großartigem Gesicht manche Züge erst skizzenhaft erkennbar sind, während anderes bereits greifbar deutlich geworden ist und auch im Detail klar nachgezeichnet werden kann.

Erinnern wir uns, daß es in den Alpen Generationen von Forschern waren, die jahrzehntelang emsige Arbeit geleistet haben, und bedenken wir, wieviele Probleme trotz allen Fleißes heute noch ihrer Lösung harren, so werden die Lücken, die unsere Kenntnis um jene entlegenen und schwer zugänglichen Gegenden aufweist, leichter verständlich und es zeigt sich mit aller Deutlichkeit, daß die Arbeit eines kurzen Sommers, von einem Einzelnen ausgeführt, nur ein bescheidener Beitrag zur Erforschung eines so ausgedehnten Areals bleiben kann, trotz aller Anstrengungen und Bemühungen.

Daß solche Anstrengungen und Bemühungen nicht mehr zum größten Teil dem ersten geologischen Agnostizieren des Expeditionsgebietes gelten mußten, sondern bereits auch auf die Erweiterung und Vertiefung schon vorhandener Kenntnisse gerichtet werden konnten, ist einigen wenigen Forschern zu verdanken, die in vorausgegangenen Jahren und Jahrzehnten dort geologische Pionierarbeit geleistet haben. Allen voran war es A. DESIO, der nach seiner Teilnahme an der italienischen Karakorum-Expedition 1929 eine erste geologische Übersicht über das Gebiet des Baltoro und dessen Umgebung gegeben hat. Einige wertvolle Ergänzungen zu dieser Übersicht brachte G. O. DYHRENFURTH, der 1934 die „Internationale Karakoram-Expedition“ zum Baltoro führte. Anlässlich der erfolgreichen italienischen Expedition zum K<sub>2</sub> im Jahre 1954, fanden A. DESIO, diesmal Expeditionsleiter, und B. ZANETTIN, der als Geologe teilnahm, Gelegenheit zur räum-

lichen und methodischen Erweiterung der 1929 begonnenen Forschungsarbeiten. Ähnlich wie im westlichen Karakorum, wo außer den geologischen Notizen H. H. HAYDENS (1916) erst in den letzten Jahren systematische geologische Erkundungsarbeit von H. J. SCHNEIDER geleistet wurde, waren im mittleren Karakorum bis zur ersten Übersichtsdarstellung A. DESIO's geologische Nachrichten nur sehr sporadisch bekanntgeworden, als spärliche Nebenprodukte von Forschungen, die vor allem der Topographie, aber auch der Glaziologie, der Botanik und Zoologie, der Völkerkunde und der Militärgeographie galten. Auch in den Berichten über rein alpinistische Unternehmungen, die im westlichen und mittleren Karakorum durchgeführt wurden, finden sich dort und da Gesteinsbezeichnungen, denen jedoch meist nur eine geringe Verlässlichkeit zukommt, da sie auf laienhaften Beobachtungen beruhen.

Wesentlich mehr geologische Aufmerksamkeit als dem West- und Zentralkarakorum war bereits zu viel früherer Zeit dem Ostkarakorum zuteil geworden, ebenso dem anschließenden Westteil Tibets, dem nordöstlich des Karakorum gelegenen Kun Lun-Westende und dem im Norden gelegenen Pamir-Gebiet. In Sinkiang führte STOLICZKA bereits während der siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts geologische Untersuchungen im Bereich des Yarkand durch. Gegen Ende des Neunzehnten Jahrhunderts durchforschte S. HEDIN das Pamir, gefolgt von SCHULTZ und KLEBELSBERG, deren geologische Untersuchungsergebnisse 1912, bzw. 1914 zur Publikation gelangten. Die Erforschung des Kun Lun begann mit A. WEGENER rund zehn Jahre vor der Jahrhundertwende mit dem „Versuch einer Orographie“ des Gebirges und fand wenige Jahre später ihre Fortsetzung in den rein geologischen Arbeiten von BOGDANOWITSCH, denen um 1910 die Untersuchungen von LEUCHS folgten, die sich auch auf Westtibet bezogen. Im östlichen Karakorum selbst begann die geologische Erforschung ebenfalls bereits gegen Ende des Neunzehnten Jahrhunderts. Hier war es LYDEKKER, der die ersten Profile von jenseits des Oberen Indus zeichnen konnte. Es folgte aber eine Pause von fast fünfzig Jahren, bis H. DE TERRA 1932 die Ergebnisse seiner Forschungen im westlichen Kun Lun und im Karakorum-Himalaya veröffentlichte, die im Rahmen der Dr. TRINKLERSchen Zentralasien-Expedition erarbeitet worden waren. Inzwischen war in einer Reihe von Expeditionen des Gelehrten-Ehepaares PH. C. VISSER und J. VISSER-HOOFT intensive Forschungsarbeit geleistet worden, die ihren geologischen Niederschlag 1940 in einer Arbeit von R. WYSS fand. Seither haben die Kenntnisse um die Geologie des östlichen Karakorum keine Bereicherung durch neue Studien mehr erfahren. Das Interesse der Geologie wendet sich inzwischen mehr den länger unbekannt gebliebenen zentralen und westlichen Teilen des Gebirges zu, wie zum Ausgleich für die frühere „Vernachlässigung“. Tatsächlich dürfte es aber nicht solche „Vernachlässigung“ sein, sondern die verhältnismäßig leichtere Erreichbarkeit, verbunden mit der starken Verlockung, völlig unbekanntes Terrain geologisch zu erschließen, was das Interesse für diese Gegenden in den letzten Jahren so zu fördern vermochte. Trotzdem wird wohl noch manches Jahr hingehen, ohne neue geologische Gesichtspunkte gebracht zu haben, bis der Anschluß des Karakorum nach Westen in die Ketten des Hindukusch und Hinduradsch und sein Verhältnis zum Pamirkomplex und zum Mustaghata-Zug im Norden völlig aufgeklärt sein wird. Ob allerdings die Erforschung der

Zusammenhänge nach Osten und Südosten hin, zwischen dem Karakorum und dem Hedin-Gebirge sowie den tibetischen Ketten, in der näheren Zukunft überhaupt weitere Fortschritte wird machen können, ist noch viel ungewisser als der Zeitpunkt einer Aufklärung im Westen.

## II. Oro-hydrographischer Überblick

### II/1. Allgemeine Betrachtung des Großraumes

Parallel zum westlichen Himalaya, nördlich des Oberen Indus, liegt das reich gegliederte Gebirge des Karakorum, zum größten Teil auf pakistanischem Staatsgebiet. Es bildet die östliche Fortsetzung des Hindukusch-Hinduradsch-Bogens und beginnt im Nordwesten im Gebiet von Ischkuman, zwischen dem Indusknie von Kohistan und der schmalen Territorialzunge Afghanistans, die sich nach NE gegen das Pamir-Gebiet vorschiebt, und knüpft im Südosten an die Ketten des westl. Tibet von Tschang Tschenmo und Pangong an, die aus der SE- in die E-Richtung einschwenken. Der 500 km lange und 150 km breite Gebirgskörper ist aufgelöst in mehrere, durch Quertäler unterbrochene, durch große Längstalfurchen voneinander geschiedene Einzelketten. Die südlichste, unmittelbar an den Indus anschließende Folge beginnt im Westen mit der Haramosch-Kette, die nach Unterbrechung durch das Schigartal ihre östliche Fortsetzung im Ladakh-Gebirge findet. Der nächste Kettenzug beginnt im Nordwesten mit der Rakaposchi-Kette, die sich jenseits des Braldu-Tales in der Mascherbrum- und Salto-Kette fortsetzt und mit der Pangong-Kette nach Tibet streicht. Zum dritten Zug schließen sich zusammen: Batura Mustagh im äußersten Nordwesten, Hispar Mustagh, Panmah Mustagh, Baltoro Mustagh, Siatschen-Mustagh, Rimo-Mustagh und Saser-Mustagh im äußersten Südosten, dem sich als Fortläufer auf tibetischem Gebiet jenseits des Schaiok die Tschang Tschenmo-Kette anschließt. Eine vierte, nördlichste Kette, die zwischen Pamir und Karakorum eingeschaltet ist, bildet das Ghudscherab-Gebirge. Mustagh Ata- und Aghil-Ketten treten im Nordosten an das Westende des Kun Lun heran, wobei die Aghil-Kette im südl. Sinkiang-Gebiet in den Plateaus von Depsang und Aksai Tschin aufgelöst erscheint.

Seine höchsten Höhen erreicht das Karakorum im Baltoro Mustagh mit dem zweithöchsten Berg der Erde, dem 8611 m hohen K<sub>2</sub> (auch als Mt. Godwin Austen bekannt), dessen überragende Größe selbst den Bewohnern der Täler Baltistans Anlaß war, ihn Tschogo-ri („Großer Berg“) zu nennen, und mit drei weiteren Gipfeln, die über der Achttausend-Meter-Grenze liegen: dem Broad Peak (8135 m), dem Gascherbrum I oder „Hidden Peak“ (8068 m) und dem Gascherbrum II (8035 m). Höhen über siebentausend Meter kommen in allen genannten Einzelketten des Karakorum vor.

Abgesehen von der Nordflanke des Panmah und Baltoro Mustagh, deren Wasser zum Shaksgam und Yarkand abgeführt werden, wird das Karakorum durch Flußsysteme entwässert, die dem Indus zustreben. Die Gerinne schließen dabei stets an ausgedehnte Gletschergebiete an. Im Westkarakorum ist es das Ghizar-Hunza-Gilgit-Flußsystem, das bei Bundschi in den Indus mündet und mit dem Batura- und Hispar-Gletscher verbunden ist, während im mittleren Karakorum Tschogo Lungma-

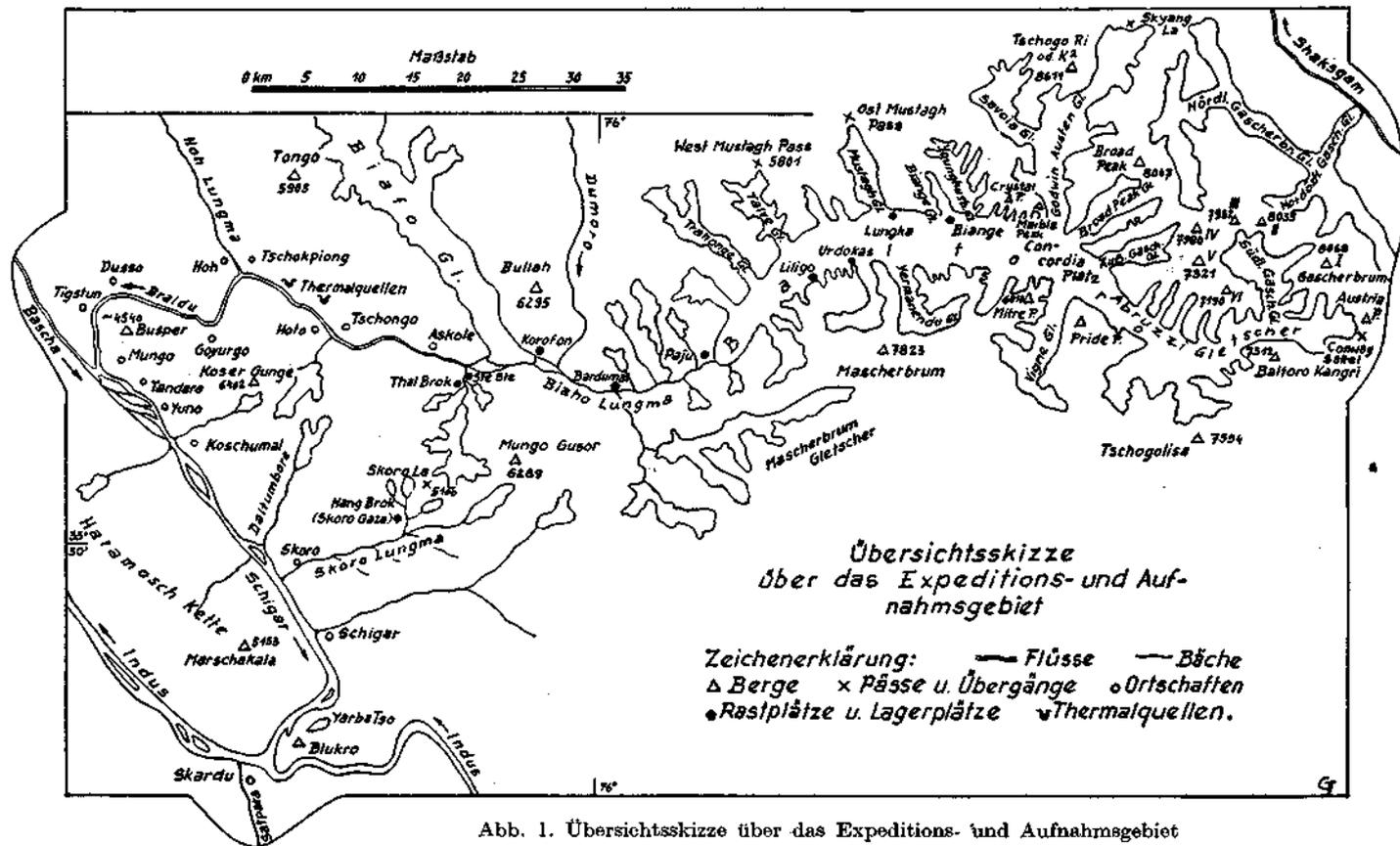


Abb. 1. Übersichtsskizze über das Expeditions- und Aufnahmungsgebiet



Biafo- und Baltoro-Gletscher an das Bascha-Braldu-Schigar-Flußsystem geknüpft sind, das den Indus bei Skardu erreicht. Der Schaiok, zu dessen System Saltero und Nubra gehören, entwässert das östliche Karakorum, indem er an die Eisströme des Siatschen-, des Rimo-Gletschers sowie an die Gletscher der Saltero-Kette angeschlossen ist. Er mündet ebenfalls in den Indus, und zwar erst zwischen Parkatta und Gol, nachdem er auf eine Strecke von über 200 km parallel zu diesem, jedoch nördlich der Ladakh-Kette, geflossen ist.

Das dem Karakorum nordöstlich vorgelagerte Gebiet Sinkiangs wird im nördlichen Teil durch Kara Kasch und Wahab Dschilga zum Yarkand hin entwässert, im westlichen Teil besorgt das Tschip-Tschap-System die Wasserabfuhr zum Schaiok, ebenso wie weiter südlich das Tschang-Tschenmo-System, das zwischen den abflußlosen Gebieten von Aksai Tschin—Lingzi Tang im Norden und Pangong im Süden liegt.

Südlich des Oberen Indus bildet das Tso Morari-Gebiet eine abflußlose Wanne. Durch die schluchtartige Eintalung des Indus vom Karakorum-System getrennt, erstrecken sich von hier nach Nordwesten die Zaskar-Ketten, werden aufgelöst vom Deosai Plateau und fortgesetzt bis zum Indusknie von Kohistan durch die nordwestlich anschließende Deosai-Kette. Südlich schließt sich an diesen Gebirgszug das System des westlichen Himalaya an, dessen gewaltigen nordwestlichen Eckpfeiler der Nanga Parbat mit 8125 m Höhe bildet. Im Süden folgt die Talfurche des Tschandrabaga-Tschenab und die breite Senke des Kashmir-Tales.

## II/2. Das Expeditionsgebiet

Gemessen an den Dimensionen des Großraumes stellt das Arbeitsgebiet der Expedition einen vergleichsweise bescheidenen Ausschnitt dar. Es liegt zwischen dem 75. und 77. Grad östlicher Länge und dem 35. und 36. Grad nördlicher Breite. Seine Länge beträgt rund 130 km, seine größte Breite rund 50 km. Von den bereits genannten Gebirgsgruppen liegen Teile der Haramosch-Kette, der Mascherbrum-Kette und des Baltoro Mustagh in seinen Grenzen, soweit sie an das Talsystem des Baltorogletschers, des Biaho Lungma, des unteren Dumoro und Biafo, des Braldu, des Schigar und des Indus im Raume von Skardu anschließen. Von Skardu aus dem Schigartal aufwärts folgend, flankieren die südöstlichen Ausläufer der Haramoschkette die orographisch rechte, die Westausläufer der Mascherbrumkette die linke Talseite. Von Tandara an ändert das Schigartal sowohl Richtung als auch Namen. Während der vom Tschogo Lungma-Gletscher aus dem Nordwesten kommende Zufluß den Namen Bascha führt, umfließt der aus Osten kommende Hauptzufluß Braldu das Nordwestende der Mascherbrumkette, den Busper (4540 m), in scharfer Umbiegung, mit der er ins Schigar-Tal gegen Südosten einschwenkt. Von dieser Umbiegung aufwärts bis zur letzten Siedlung Askole wird das Braldutal an seiner Nordseite von der Tongo-Gruppe eingefast, im Süden vom gewaltigen Gebirgskamm der westlichen Mascherbrum-Kette, der vom Koser Gunge nach Osten gegen den Mungo Gusor hinüberführt. Oberhalb von Askole stößt vom Nordwesten her der Biafogletscher in das Braldutal herein, das von hier aufwärts gegen Osten wieder einen anderen Namen erhält: Biaho Lungma. Diesen Namen behält es nun bei bis zur Stirn des Baltorogletschers.

Durchbrochen vom Dumorotal, das vom Norden, vom Panmahgletscher kommend einzieht, beherrschen die Gebirgsstöcke des Bullah und der Paju-Gruppe die Nordseite des Biaho Lungma, während es die zentrale Mascherbrum-Kette im Süden begleitet. Trangogruppe, Mustaghgruppe, der K<sub>2</sub> und seine Vorberge, der Broadpeak und die Gascherbrumgruppe säumen den rund 52 km langen Eisstrom des Baltoro im Norden, im Süden ist es der Mascherbrum mit seinen Ausläufern, der Mitre Peak, der Pride Peak, der Tschogolisa und der Baltoro Kangri.

### III. Geologische Detailbeschreibung

#### III/1. Die Talweite von Skardu

##### (Panorama I)

Etwa 10 km oberhalb von Skardu beginnt sich das enge Industal zu öffnen, die begleitenden Bergketten treten zu beiden Seiten zurück und geben eine breite Talsenke frei, in welcher der Hauptort der Provinz Baltistan, Skardu, liegt. Rezenté und alluviale, hauptsächlich fluviatile Sedimente, zu Dünen gehäufte Sande, Aufarbeitungsprodukte von Graniten im Norden, bilden an der orographisch rechten Seite des Flusses einen mehrere Kilometer breiten, wüstenartigen Streifen, während sich das linke Ufer steil etwa 30—40 m über die Flußniederung zur Höhe einer quartären Hochterrasse erhebt, die an der gegenüberliegenden Talseite nur in Resten, von Gehängeschutt überschüttet, erhalten ist. Hingegen folgt sie dem Fluß an der linken auf einer Länge von zirka 30 km, auf ihr liegt das Gästehaus und die Residenz des Provinzgouverneurs, der Pologrund und im Westen der Flugplatz, während auf einem in die Hochterrasse eingeschnittenen Niederterrassenniveau, das bei der Ausmündung des von Süden kommenden Satpara-Tales ansetzt und sich gegen den Indus hin (gegen N) erweitert, der Ort selbst liegt. Der Steilhang der Hochterrasse zeigt im oberen Teil sehr unruhige, turbulente Sedimentationsbilder in bunten Sanden, Tonen und Lockerkonglomeraten (Abb. 2).

Unter diesen kommt am Fuß der Terrasse unmittelbar über dem Flußufer stellenweise die anstehende Unterlage zum Vorschein, ein äußerst dichtes, zähhartes, graugrünlisches bis graurötliches Gestein, reichlich von Quarzschnüren durchzogen, das sich bei der petrographischen Untersuchung als Hornfels erwiesen hat. (Siehe petrographischen Teil IV/1/E.) Dieses Gestein, teilweise auch von Apliten durchzogen, baut jenen isoliert in der Talweite nördlich von Skardu aufragenden Bergklotz auf, der auf halber Höhe das Iskandria-Fort trägt, ebenso den Blukro an der gegenüberliegenden Seite des Indus, und die zum Indus gewendeten tieferen Hangteile des Marschakala, des südöstlichsten Berges der Haramoschkette, ebenfalls über dem rechten Indusufer, während die höheren Hangteile der Berge rechts des Indus von Graniten eingenommen werden (Petrographie IV/1/A). Wo der Indus im Osten die Talweite von Skardu betritt, stehen die quarzdurchhärteten Gesteine an beiden Ufern an.

Südöstlich von Skardu erhebt sich aus der Hochterrasse und aus gewaltigen Schuttkegeln ein Berg von rund 5254 m Höhe, der aus Hornfels

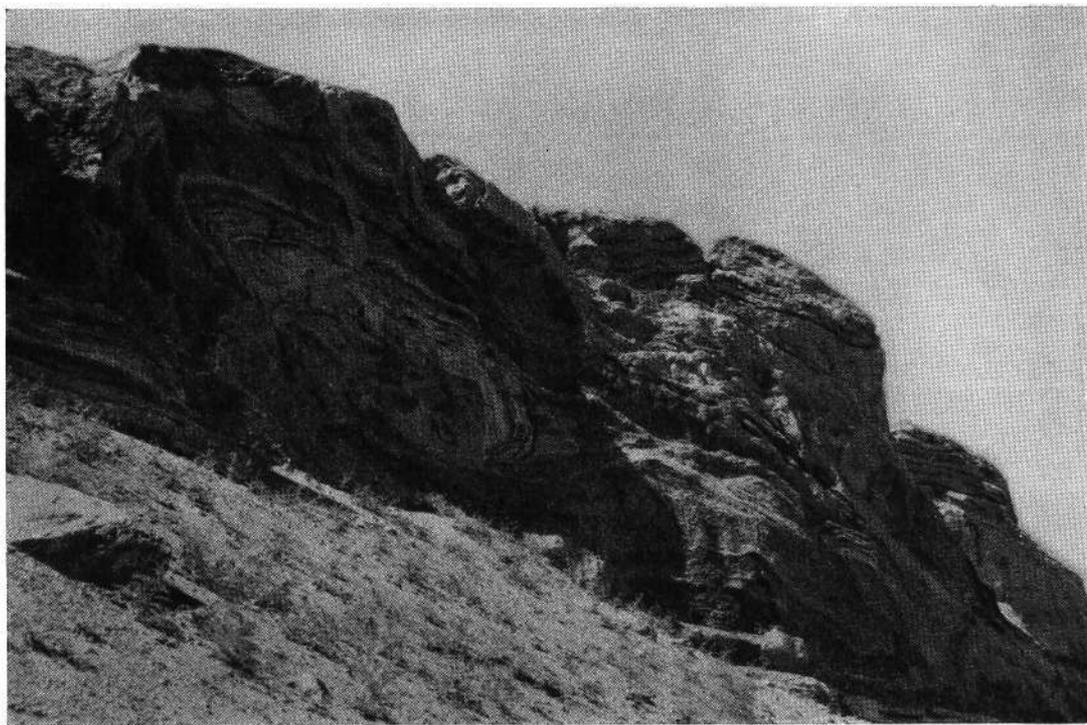


Abb. 2: Aufschluß im oberen Teil der 30—40 m hohen Hochterrasse am südlichen Indusufer bei Skardu. Bunte Wechselfolge von Sanden, Tonen und Lockerkonglomeraten in sehr unruhiger Lagerung. Unterhalb die Schutthalde, die meist bis zum Fluß hinabreicht. Die aufgeschlossene Höhe beträgt 6—8 m.  
Phot. Ratay.





Abb. 3: Buddha-Felsen bei Skardu. Höhe zirka 6 m. Der Block besteht aus mittelkörnigem Granit und liegt am Fuße einer Schutthalde (rechts im Bild) am Ausgang des von Süden kommenden Satpara-Tales. Das Buddha-Relief auf dem Block dürfte als Wahrzeichen einer Kultstätte erhalten geblieben sein. Man beachte die kleine viereckige Nische im obersten Teil oberhalb der mittleren Buddhafigur. Phot. Ratay.



und Grüngesteinen besteht. Westlich des Satpara-Tales, südwestlich von Skardu, in der Deosai-Kette, treten diese Gesteine stark zugunsten von Graniten zurück, in denen Partien von Glimmerschiefern und Amphiboliten liegen, die besonders eine Art aufgeschmolzener Dachzone bilden. Ein etwa 6 m hoher Block der Granite, der am Eingang des Satpara-Tales einige Kilometer südlich von Skardu liegt, markiert eine alte buddhistische Kultstätte: Seine glatte Nordseite zeigt ein Relief, in dem 20 kleine, sitzende Buddhas, flankiert von zwei großen stehenden, den Rahmen um einen großen, sitzenden Buddha bilden. Das Relief soll in der Frühzeit des Buddhismus entstanden sein (Abb. 3).

### III/2. Das Schigartal

Gegenüber von Skardu mündet der von Norden kommende Schigar-Fluß in den Indus. Vor seiner Mündung durchfließt er den sandigen Wüstenstreifen rechts des Indus, westlich des Blukro. Schigaraufwärts ist, nach Durchquerung der Dünenlandschaft, von den quarzdurchhärteten Hornfelsen nichts mehr zu sehen. Vielmehr quert das Tal im unteren Teil südlich des Yarba Tso, eines tiefgrünen Sees im Osten des Schigar, eine Zone von verschiedenen Intrusivgraniten. Der häufigste Typ ist der im petrographischen Teil (IV/1/A) beschriebene. Daneben finden sich Hornblendengranit, pegmatitische und porphyrische Granite. Sie reichen an der S-Seite des Marschakala nur knapp bis auf die halbe Höhe der Bergflanke, östlich des Schigartales streichen sie allmählich höher ins Gebirge (Mascherbrum-Kette) empor. Sie bilden im ganzen einen flachen, wenn auch verzweigten und unregelmäßig begrenzten, so doch im ganzen plattenförmigen Körper, der gegen Norden untertaucht. Dieser Granitkörper wird in den höheren Teilen der Marschakala-Süd- und -Ostflanke, im Schigartal auf der Höhe des Yarba Tso und in den östlich davon gelegenen Bergen von einem mächtigen, zunächst aus injizierten Glimmerschiefern, dann aus Serpentin und Grünschiefer, untergeordnet mit Einschaltungen von Amphiboliten und Glimmerschiefern bestehenden Komplex überlagert, der mit einer Breite von 12—14 km quer über das Tal streicht und so bis nördlich des Ortes Schigar aufgeschlossen ist. Sein Einfallen ist über den Graniten am Südrand und im mittleren Teil nach Norden gerichtet. Der mittlere Teil zwischen Yarba-Tso und Schigar zeichnet sich durch reichliche Einschaltung von Mamorlinsen (grobkörnige Marmore) und das häufige Vorkommen von aplitischen Injektionen aus, die scharenweise auftreten. Dieser mittlere Teil wird im Norden, im Raume von Schigar und nördlich davon wiederum durch eine Zone abgelöst, in der neben den Grünschiefern die Amphibolite und Marmore sowie die Aplit fast fehlen, dafür die Serpentine ganz besonders hervortreten. Aus dieser Zone stammen auch die im petrographischen Teil beschriebenen Edelserpentine (IV/1/E), die von den Einheimischen zur Erzeugung von Schalen, Schüsselchen und Vasen verwendet und aus denen sogar kurze Tabakspfeifen äußerst kunstvoll gedrechselt werden. In dieser nördlichen Zone stellt sich das bisherige Nordfallen auf mittelsteiles bis steiles Südfallen um, der Nordrand ist schließlich wieder stark aplitisch durchtränkt und überdies sehr stark tektonisiert.

Etwas weiter talauf wird der Grund für die starke Durchbewegung erkennbar: Noch bevor das Skoro Lungma, von Osten kommend, den Schigar trifft, folgt über einem schmalen, von Nord nach Süd emportauchenden Band von Serizitphylliten eine Schuppenzone, deren Schichtfolge aus Quarziten, Grauwacken und Quarzphylliten, Kalkphylliten und silbergrauen Kalkschiefern sowie rötlichen Bänderkalken und dunklen Dolomiten und Kalken besteht. Das Paket, das mit den Serizitphylliten der Grünschieferzone aufgeschoben ist, besteht aus drei bis vier Schuppen, von denen die höheren jeweils mit Quarziten, Grauwacken oder Quarzphylliten an der Basis beginnen. Im westlichen Talhang hebt diese Zone zwischen Grünschiefern und Serpentin bald aus, im Osten setzt sie sich südlich des Skoro Lungma fort, wobei sie im Skorotal selbst von einer Folge von Chloritschiefern, schwärzlichen, quarzführenden, seidenglänzenden Phylliten am nördlichen Talhang, und schließlich von injizierten Paragneisen mit Granaten und von aplitisch durchtränkten Granatglimmerschiefern abgelöst wird. Die Lagerung sowohl der Schuppenzone als auch der folgenden Chloritschiefer-Phyllit- und dann der Paragneis-Glimmerschiefer-Serie ist in den höheren Teilen, gegen Osten, ziemlich steil, gegen den Skoro La (5100 m) und am Paß selbst saiger, und wird erst flacher (nordfallend), je mehr man sich dem Boden des Schigartales nähert. Der Kontakt zwischen den Paragneisen und den schwärzlichen Phylliten ist ein tektonischer. Es schiebt sich östlich oberhalb der Ortschaft Skoro ein Keil von Grünschiefern und Serpentin zwischen beide, der sie trennt und sich gegen das Schigartal verbreitert und so die Phyllite gegen die südliche Schuppenzone, die Paragneise gegen die nördlich folgenden Glimmerschiefer hin zum Auskeilen bringt. Diese Grünschiefer und Serpentine, die westlich des Schigarflusses mit dem Serpentin komplex von Schigar-Ort direkt verbunden sind, umschließen einen wenig ausgedehnten Kern von Granitgneis bei der Einmündung des Daltumbore ins Schigartal. Dieser Granitgneiskern, dessen Gesteine jenen der tiefenninischen Gneiskerne der Ostalpen sehr ähnlich sind, reicht sowohl an der westlichen als auch an der östlichen Talflanke wenig weit empor (Abb. 4). Im ganzen gesehen zeigt er den Bau einer ungefähr quer über das Tal gestreckten Kuppel, die von Norden flach auftaucht und im Süden steil untertaucht. Über der Umrahmung aus Grünschiefern und Serpentin stehen an beiden Talseiten injizierte Glimmerschiefer an, die in den Gehängen der Haramoschkette Amphibolitbänder einschließen, im Osten, in den Flanken des Koser Gunge auch reichlich linsenförmige Einschaltungen von grobkristallinen Marmoren und unterhalb des kleinen Daltumboro-Gletschers auch einen zirka 7—8 km langen Span von Paragneisen führen.

Nach kurzer Durchquerung des nördlichen Grünschiefer-Serpentinrahmens, welcher den Granitgneiskern umschließt, taucht ein weiterer Gneiskörper auf, der weder in seinem Bau noch in der Art seiner Gesteine noch in seiner Ausdehnung dem kleinen Kern voll entspricht: Er bleibt im ganzen Schigartal und bis weit hinein ins Braldutal über eine Strecke von über 40 km aufgeschlossen. Sein Habitus und seine Gesteine zeigen, daß er eine höhere Position einnimmt, ebenso seine Gesteinstypen nach dem Grad der inneren Deformation: Es handelt sich in den tieferen Teilen um Augengneise und Flasergneise, die besonders in den höheren Teilen immer häufiger basische Schlieren zeigen. Der Übergang zu den Glimmer-



Abb. 4: Blick von der linken (östlichen) auf die gegenüberliegende Seite des Schigartales, nördlich von Skoro. Über den Schutthalden sind die Gesteine der kleinen Granitgneis-Kuppel des Schigartales durch helle Tönung zu erkennen, während die überlagernden und umschließenden Grünschiefer und Serpentine dunkel erscheinen. Im Vordergrund gemischtes Material vom Schwemmkegel eines östlichen Seitentales. Die Pappeln und kahlen Bäume (linker vorderer Mittelgrund) stehen auf der Hochterrasse, die an der gegenüberliegenden Talseite ganz von Schwemmkegeln und Schutthalden überschüttet ist. Im Mittelgrund als heller Streifen der rezente Talboden mit dem Schigarfluß. Blickrichtung WNW, gegen die Haramosch-Kette. Phot. Gattinger.



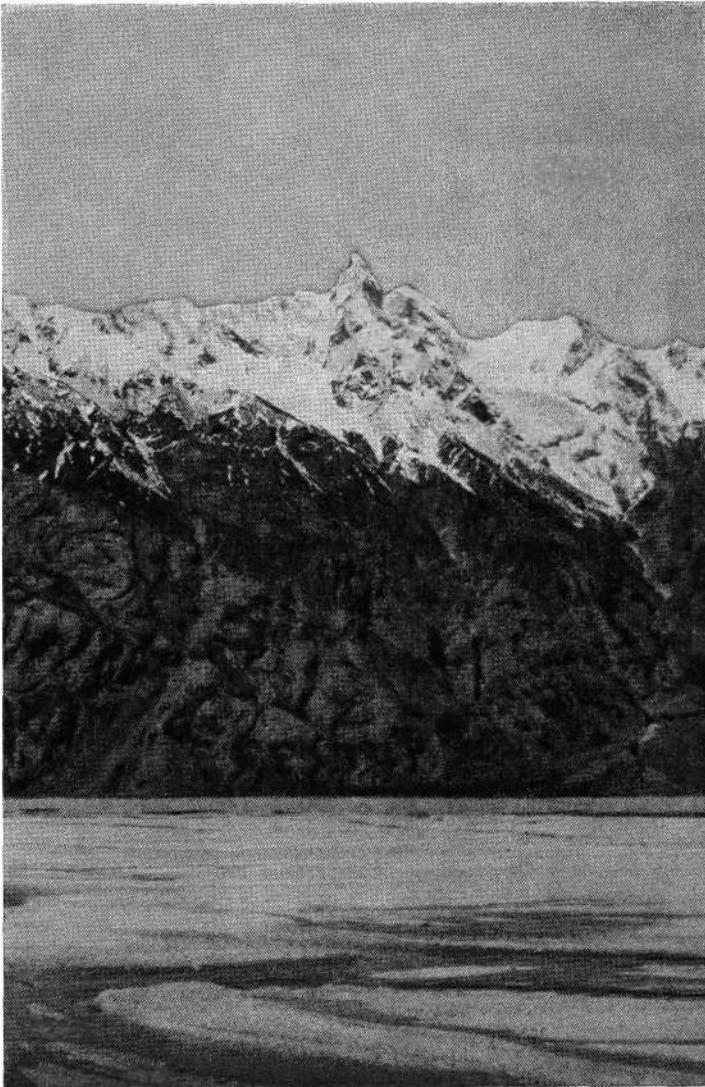


Abb. 5: Blick auf die rechte Talseite des Schigartales bei Tandara. Blickrichtung W, gegen die Haramosch-Kette. Gneise des großen Schigar-Braldu-Gneiskörpers stoßen aus dem Norden mit Zungen und Lappen gegen Süden bis Südwesten empor (hell), zwischen den einzelnen Gneiszügen liegen Glimmerschiefer und Amphibolite (dunkel) in Muldenposition. Im Vordergrund alluviale und rezente Schotter und Sande des Talbodens. Phot. Gattinger.





Abb. 6: Aplitgänge in Gneisblock, der als Eckpfeiler einer Garteneinfriedung dient, auf deren Krone Dornengestrüpp als „Stacheldraht“ angebracht ist, beim Dorfe Mungo im Schigartal. Phot. Gattinger.



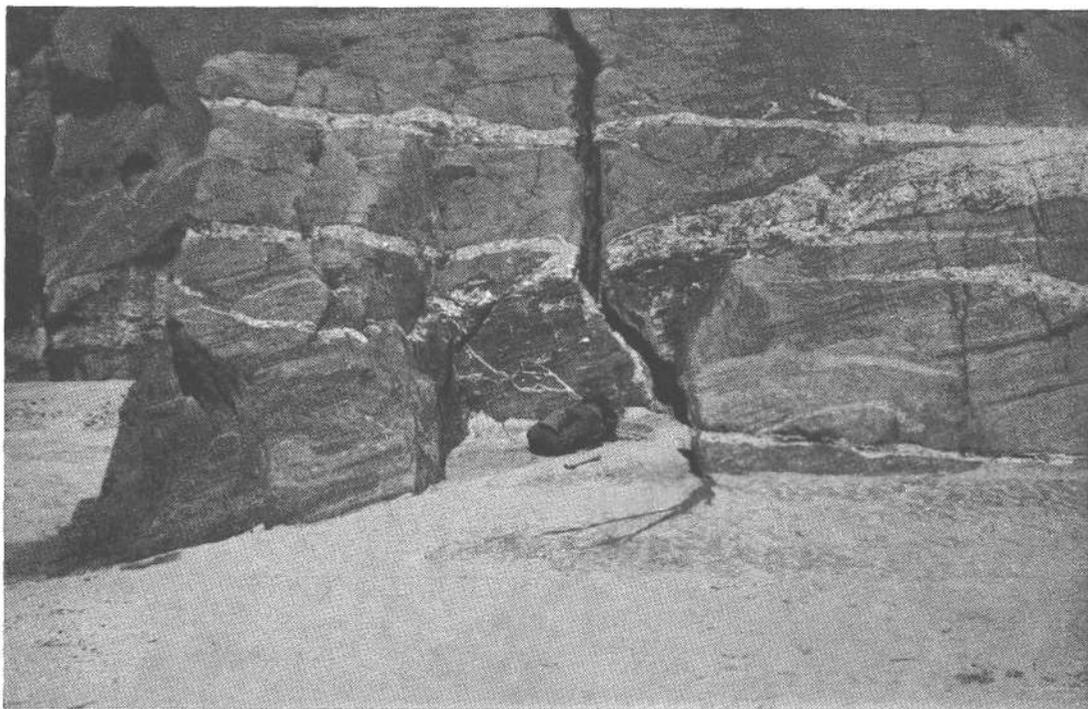


Abb. 7: Pegmatitgänge im Flasergneis am Braldu-Knie (linkes Ufer) zwischen Mungo und Dusso. In den Gneisen, die von Norden nach Süden aufsteigen, sind basische Partien als dunkle Bänder und Flecken erkennbar. Im Vordergrund Schwemmsande des Talbodens, in denen das Wasser einer Spaltenquelle versickert. Blickrichtung E. Größenvergleich durch Rucksack und Hammer. Phot. Gattinger.



schiefern an beiden Talflanken — wo im Osten die Grünschiefer bald auskeilen (SW Koschumal), während sie im Westen, nun zwischen Glimmerschiefern eingeschaltet, noch einige Kilometer weiterlaufen, bis sie ebenfalls enden — die das Dach des Gneiskörpers bilden, vollzieht sich fließend in der Weise, daß sich eine Zone bildet, in der erst Glimmerschiefer-Fetzen im Gneis, schließlich stark laminierte Gneislagen zwischen den Glimmerschiefern liegen. Der Gneiskörper taucht im Norden relativ steil empor, legt sich im Süden allmählich flacher und spaltet sich in einzelne Zungen auf, deren Stoßrichtung um Süd bis Südwest liegt. Die trennenden Mulden zwischen den Gneiszügen werden von Glimmerschiefern und Amphiboliten gebildet (Abb. 5).

Aplite und Pegmatite durchschwärmen die Gneise (Abb. 6 und 7) und stoßen auch in das Glimmerschiefer-Amphibolit-Dach hoch hinauf, das an der östlichen Talseite, in den Flanken des Koser-Gunge grobkörnige Marmorlinsen enthält. Aus den Pegmatiten von Dusso wurden früher Aquamarine gewonnen.

Bevor die Besprechung des Schigartales und seiner angrenzenden Gebirgsketten abgeschlossen wird, ist noch deren höchsten Teilen einige Aufmerksamkeit zuzuwenden. Weder in der Haramoschkette, die das Schigartal im Südwesten begleitet, noch im Gebirgszug des Koser-Gunge und Busper im Nordosten, erreichen die Glimmerschiefer und Grünschiefer (NW Schigar-Ort) die Gipfelregion. Sie werden dort vielmehr von einer Serie überlagert, deren Basis von (?) paläozoischen Gesteinen gebildet wird, und deren Kontakt zum Untergrund allen Anzeichen nach tektonisch ist. Schwarze, quarzführende Schiefer und Phyllite, mit hellen bis weißen, grobkristallinen Marmoren stark verschuppt, sodaß die einzelnen Lagen, die einander wiederholt ablösen, bald stark ausdünnen und abreißen, bald wieder anschwellen, liegen den Glimmerschiefern, bzw. Grünschiefern mit meist ganz flacher Überschiebung auf. Abb. 8 zeigt deutlich die Verhältnisse. Darüber folgen über einer nach Süden schräg aufsteigenden Überschiebungsbahn, oft nur die Bergspitzen erfassend, Kalkphyllite und Kalkschiefer und schließlich halbmetamorphe Bänderkalke und helle Kalke (Abb. 9). In der Haramoschkette reichen die überschobenen Serien weit gegen Süden, bis unter die Gipfelregion des Marschakala. Dabei ist die (?) paläozoische Unterlage (Phyllite und Marmore) nicht immer vorhanden. Ihr stellenweises Fehlen scheint tektonisch bedingt zu sein. Im Koser-Gunge-Busper-Zug, wo die überschobenen Serien im Nordwesten (Bralduknje) tief gegen das Tal herunterreichen, herrscht ähnlicher Aufbau, nur daß hier die Phyllit-Marmor-Folge an der Basis nur ausnahmsweise fehlt, im allgemeinen aber lückenlos vorhanden ist.

Die Gipfelüberschiebung stellt ein besonders im westlichen und mittleren Teil des Gebietes verbreitetes Phänomen dar, sodaß ihr sowohl bei der Besprechung des Braldutales als auch der Koser Gunge-Skoro La-Region wiederholt Aufmerksamkeit zu schenken sein wird.

Zuletzt noch ein Wort über die junge Talfüllung des Schigartales. Besonders im mittleren und nördlichen Teil schwillt das Tal zuweilen zu großer Breite an, wobei der Talgrund mit Massen von alluvialem und rezentem, fein- bis mittelkörnigem Lockermaterial (Sand und Schotter) erfüllt ist, wie Abb. 5 zeigt. Abb. 7 läßt im Vordergrund eingeschwemmte Sande des Talbodens erkennen, zum Großteil ein Aufarbeitungsprodukt

der Gneise. Aber durchaus nicht überall wird die ganze Talbreite von diesen jüngsten Sedimenten erfüllt. Auf weite Strecken sind an den Talrändern noch breite Reste einer quartären Terrasse erhalten, in die junge Eintalungen schluchtartig eingeschnitten sind, wie auf Abb. 8 zu sehen ist, die auch an der gegenüberliegenden (westlichen) Talseite das geschlossene Niveau dieser Terrasse erkennen läßt. Ein weiteres Element der Talzone sind riesige Schutt- und Schwemmkegel (erstere ebenfalls in Abb. 8 deutlich erkennbar), die von den Talflanken her die Terrassen mit unsortiertem Material überschütten. Abb. 4 zeigt schließlich alle diese Erscheinungen in einem: im Vordergrund der gewaltige Schwemmkegel eines östlichen Seitentales, über den (rechts außen) ein Teil der Trägerkolonne marschiert. Darunter, von Pappeln und kahlen Bäumen (links, vorderer Mittelgrund) bestanden, die Terrasse, in die sich das junge Schigartal eingeschnitten hat (heller Streifen von links gegen die Mitte des Bildes). Da an der gegenüberliegenden Talseite durchwegs größere Täler ausmünden, ist dort die Terrasse bis ans junge Tal ganz von Schwemmkegeln verschüttet. Hohe Schuttkegel am Fuß der Berge, besonders deutlich ganz rechts außen oberhalb der Trägerkolonne.

### III/3. Das Braldutal

NW oberhalb von Tandara gabelt sich das Schigartal. Vom Nordwesten her, vom Gletschergebiet des Tschogo Lungma kommt das Baschaltal, während das Braldutal mit scharfer Schwenkung um die NW-Abstürze des Busper (rund 4540 m) aus der Ostrichtung nach Süden gegen das Schigartal einschwenkt. Diese Schwenkung des Flusses vollzieht sich innerhalb des Gneiskörpers, der im vorigen Abschnitt besprochen wurde und dessen Habitus sich auch Braldu-aufwärts nicht wesentlich ändert. Auch im Aufbau der Bergflanken, die den Westausläufern der Tongo-Gruppe im Norden und der bereits bekannten Busper — Koser Gunge-Gruppe im Süden angehören, tritt vorläufig noch keine Änderung auf: aplitisch-pegmatitisch durchschossene, im Dach laminierte und mit Glimmerschiefern und Amphiboliten verschuppte Augen- und Flasergneise werden von injizierten Glimmerschiefern mit Amphibolitzügen überlagert, auf die in der Gipfelregion schwarze Phyllite, mit weißen Marmoren verschuppt, überschoben sind, auf diese wiederum Kalkschiefer, halbmarmorale Bänderkalke und schließlich lichte Kalke, die sowohl die westlichen Gipfel der Tongo-Gruppe als auch der Koser Gunge-Gruppe aufbauen. Bald jedoch, und zwar im Norden unmittelbar nach der großen Braldu-Schwenkung, im Süden erst rund 5 km talauf, beginnt sich zwischen den Gipfelkalcken und der unterlagernden Phyllit-Marmor-Serie ein Band von Grünschiefern und Serpentineneinzuschalten, das nach Süden zu unter den Gipfelkalcken des Koser Gunge auskeilt und an der Südflanke des Berges nicht mehr zum Vorschein kommt.

Zwischen Goyurgo und Tschokpiong führt das Tal eine Doppelkrümmung aus, indem es bei Goyurgo nach NNE ausbiegt und sich bei Tschokpiong, wo vom Norden das steile und tief eingeschnittene Hoh-Lungma ausmündet, wieder in die Ost-, bzw. Südostrichtung zurückwendet. In diesem Raume bahnen sich nach und nach größere Veränderungen im geologischen Aufbau an: Bei Tschokpiong taucht der Gneiskörper nach Osten unter,

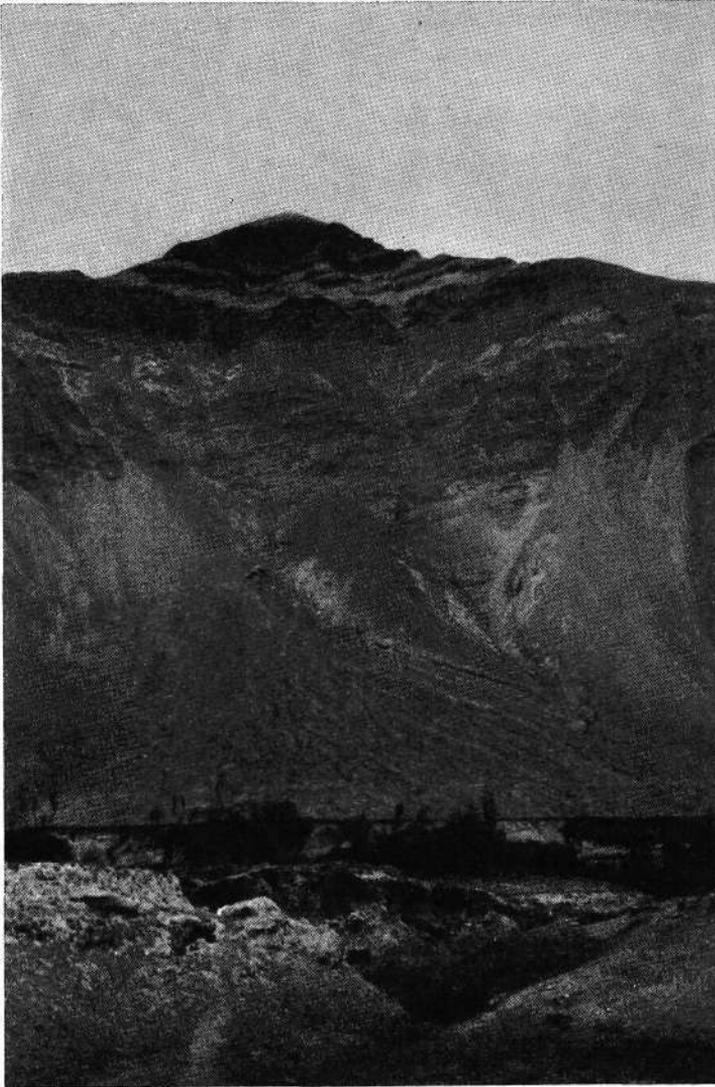


Abb. 8: Blick über das Schigartal bei Koschumal auf die westliche Talflanke. Über hohen Schutthalden erscheinen Glimmerschiefer, in den höheren Teilen mit Marmorzügen (weißlich). Darüber (dunkler) ein Band von Grünschiefern. Zuoberst schwarze Quarzschiefer und weiße Marmore intensiv ineinander verschuppt. Am Fuß des Berges als dunkler Strich das Niveau der Hochterrasse des jenseitigen Ufers. Im Vordergrund die Hochterrasse des diesseitigen (linken) Ufers, von rezenter Eintalung zerrissen. Phot. Gattinger.





Abb. 9: Die Haramosch-Kette vom Schigartal bei Koschumal aus gesehen. Blickrichtung WSW. In der Gipfelregion (Bildmitte) ist als schräg nach links (Süden) aufsteigende Linie die Überschiebung der metamorphen und halbmetamorphen Kalkserie über dem Kristallin (Glimmerschiefer, Amphibolite, Grünschiefer usw.) der tieferen Gebirgsteile zu erkennen (Ü). Phot. Reinagl.



die Glimmerschiefer mit ihren Einlagerungen schließen sich zu einem Ostrahmen um das Ende des Gneiskörpers. Indessen kommt in den höheren Teilen der Nordflanke des Tales, quer über das Hoh Lungma streichend, wenig weiter östlich auch an der südlichen Talflanke, eine Schar von zerfaserten und zerfetzten Mischgneiszügen mit zwischengeschalteten Glimmerschiefer-Amphibolit-Lamellen zum Vorschein, allen Anzeichen nach das Produkt eines weiteren, höchsten Gneiskörpers, den tangential-tektonische Kräfte in den beschriebenen derangierten Zustand gebracht haben. Die Gneiszüge und die Hüllgesteine steigen mittelsteil aus der Nordflanke des Braldutales empor, wie im Einschnitt des Hoh Lungma deutlich zu sehen ist, legen sich jedoch flach über das Tal und stoßen schließlich waagrecht oder sogar mit leichtem Südfallen in die gegenüberliegende südliche Talflanke hinein.

Gleichzeitig beginnen die Gipfelkalke im Norden allmählich gegen das Tal herabzustreichen, immer noch unterlagert von Grünschiefern und Serpentinien, die nun aber auch als linsenförmige Späne, mit Marmoren vergesellschaftet, in den Glimmerschiefern stecken. Hinzu kommt, daß auch einzelne Schollen von Quarziten und Quarzschiefern isoliert in den Glimmerschiefern auftreten. Die Gipfel östlich des Tongo bestehen bereits nicht mehr aus den überschobenen Kalken, sondern aus einem von Glimmerschiefern und Amphiboliten umschlossenen grobkristallinen Marmorzug, während die Kalke etwa auf halber Höhe der Bergflanken eingeklemmt sind und gegen Tschongo noch weiter ins Tal herabreichen. Dieses Herabsinken der Kalke verdeutlicht deren tektonische Position, indem es sich unabhängig von der allgemeinen Lagerungstendenz vollzieht, die nach dem Emporstoßen gegen Süden ein leichtes Ansteigen der Kristallin-Serie gegen Südosten zeigt (Abb. 10).

Auch an den Nordflanken des Koser Gunge, an der Südseite des Braldutales, nähern sich die Kalke mehr dem Tal, sowohl in Distanz, als auch in Höhe, ohne deshalb jedoch östlich des Koser Gunge-Gipfels auf ihre beherrschende Stellung als Krönung des Hauptkammes zu verzichten. Erst auf halber Strecke zwischen dem zirka 6400 m hohen Gipfel und dem Skoro La (5100 m) heben sie schließlich aus.

Von der tektonischen Bewegtheit dieses Gebietes zeugen neben allen übrigen genannten Erscheinungen auch die Thermalquellen zwischen Tschokpiong und Tschongo, die auf einer Bruchschar, die dem Braldutal folgt, aufsetzen und die in Erinnerung bringen, daß neben den tangentialen auch vertikale Störungsbahnen vorhanden sind. Die Temperatur des Wassers, das einen leichten Schwefelwasserstoffgeruch hat, beträgt um 40 Grad C (Abb. 11).

Einen weiteren Beweis für Vertikalstörungen und -bewegungen, die selbst noch postglazial wirksam waren, liefern die Gletscherschliffe von Hoto: Dort ist die linke (südliche) Talflanke bis in eine Höhe von zirka 500 m über dem Talboden geschliffen, und es wäre zu erwarten, daß der rechte Talhang diese Erscheinung ebenfalls bis auf ungefähr gleiche Höhe zeigt, da es jeder Erfahrung widerspräche, anzunehmen, ein Gletscher läge an einer Stelle, an der er überdies keine nennenswerten seitlichen Zufüsse erhält, mit beträchtlicher Querneigung im Trog. Beträchtliche Querneigung müßte aber vorhanden gewesen sein, da am rechten Talhang der

Gletscherschliff zwar ebenfalls vorhanden ist, sein oberer Rand jedoch nur zirka 50 m über dem Talboden liegt. Es bleibt daher, sofern man sich nicht zum „schiefen Gletscher“ bekennen will, nur die Möglichkeit, daß die Schliffränder ursprünglich ungefähr gleich hoch lagen, daß sich jedoch entlang der Braldu-Störung der Nordflügel gesenkt oder der Südflügel gehoben hat, oder daß beide Talseiten eine gegensinnige Bewegung ausführten, indem sich die südliche hob und die nördliche senkte. Der Gletscherschliff von Hoto liegt 5 km talaufwärts der östlichsten der Thermalquellen.

Bis zum oberen Ende des Braldutaales östlich Askole an der Einmündung des vom Nordwesten einziehenden Biafogletschers hält die Zone der Mischgneise an. Im Raume von Askole erreicht die Aufspaltung der Gneise einen Höhepunkt, indem sie gegen das Hangende zu in immer dünnere Lamellen zerlegt, in Glimmerschiefer und Amphibolite eingezwängt, von diesen zerteilt, erscheinen. Eine rund 250 m hohe Felswand im Gebirge nordöstlich oberhalb Askole bildet einen Aufschluß, der diese Verhältnisse typisch zeigt. Von unten nach oben sind folgende Gesteinsabteilungen zu sehen (Mächtigkeiten in Klammer):

- zuunterst: Bänder- und Lagengneis, feinkristallin, mit Biotit und Hornblende (mehr als 50 m)
- darüber: helles Gneisband (Injektionsgneis) (4—5 m)
- darüber: Hornblendegneis, Mischgneis, Flasergneis (80 m)
- darüber: Injizierter Amphibolit als Band (2—3 m)
- darüber: Enge Wechsellagerung zwischen Amphibolit und Flasergneis (30 m)
- darüber: Injizierter Glimmerschiefer (20 m)
- darüber: Gneisband mit Amphibolitlagen (15—20 m)
- darüber: Glimmerschiefer und Aplitgneis in Wechsellagerung (7—8 m)
- darüber: Hornblendegneisband (1—2 m)
- darüber: Glimmerschiefer und Aplitgneis in Wechsellagerung (6—7 m)
- darüber: Aplitgneis mit Amphibolitlagen (6—7 m)
- darüber: Injizierter Glimmerschiefer (10 m)
- darüber: Knollengneis mit Glimmerschieferfetzen (1—2 m)
- zuoberst: Injizierter Glimmerschiefer (mehr als 12 m)

Alle Gesteine dieser Folge führen Granate.

Besonders erwähnenswert ist von diesem Aufschluß außerdem, daß Aplitgänge quer zur Lagerung in seiner unteren Hälfte recht spärlich auftreten, während sie in der oberen die Gesteine in großer Zahl durchschwärmen.

Überhaupt stellen die sauren Ganggesteine, deren es drei bis vier Generationen gibt, hier eine beachtliche Erscheinung dar. Sie durchdringen die Gesteine nicht nur quer zu den s-Flächen, sondern durchsetzen sich auch gegenseitig.

Besser als jede Beschreibung zeigt ein Bild die Situation (Abb. 12).

Neben der Laminierung der Gneis-Glimmerschiefer-Zone treten besonders östlich Askole Erscheinungen auf, die zeigen, daß Durchbewegung auch gleichzeitig mit Migmatisierung stattgefunden hat. Abb. 13 zeigt einen „Nebulit“, eine innige, fließende, turbulente Verknetung von granatführenden Glimmerschiefern und Granatamphiboliten mit Gneisen bis in den Millimeter-Bereich, während Abb. 14 die fließende Faltung und



Abb. 10: Berge der Tongogruppe nördlich des Braldutales bei der Einmündung des Hoh Lungma. Blickrichtung NE. Stark zersicherte Gneiskörper in Glimmerschieferhüllen mit Einlagerungen von Amphiboliten und Marmoren steigen steil nach SE auf und legen sich in der höheren Kammregion flacher, zeigen aber auch dort noch leichtes Ansteigen gegen SE. Im Gegensatz dazu zeigen die überschobenen Kalkschiefer und Kalke (K, Gipfelregion) leichtes axiales Gefälle gegen E. Im Mittelgrund die Hochterrasse des Braldutales mit beschattetem Abbruch, davor eine zweigeteilte Niederterrasse, auf deren tieferem Teil Yaks grasen. Links der Bäume ist der rezente Talgrund sichtbar. Phot. Reinagl.





Abb. 11: Thermalquelle zwischen Tschokpiong und Tschongo über dem nördlichen Braldufer. Sinterbildungen haben ein natürliches Becken geschaffen. Die Wassertemperatur beträgt um  $40^{\circ}$  C. Die willkommene Badegelegenheit wird benützt von R. REINAGL (links), vom Verfasser, und von H. ROISS (†) (rechts).  
Phot. Ratay.

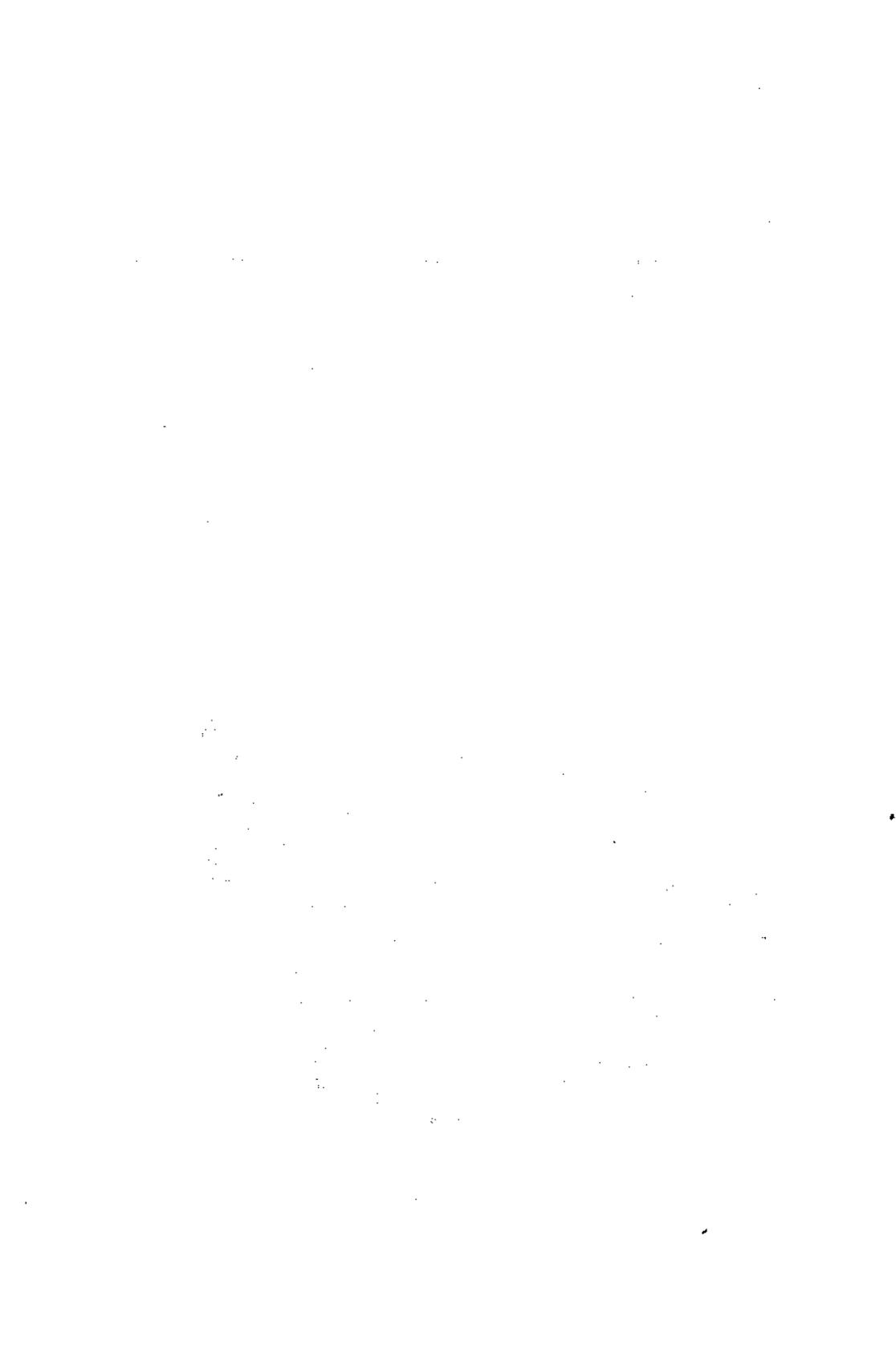




Abb. 12: Aplitgänge in Bändergneis. Hornblendefreie und -arme Partien (hell) wechseln mit hornblendereichen Lagen (dunkel) ab. Die Apliten setzen nicht nur durch den Gneis, sondern durchschlagen sich auch gegenseitig, da sie verschiedenen Generationen angehören. Höhe des Blocks rund 2 m. Aufgenommen östlich Askole. Phot. Gattinger.



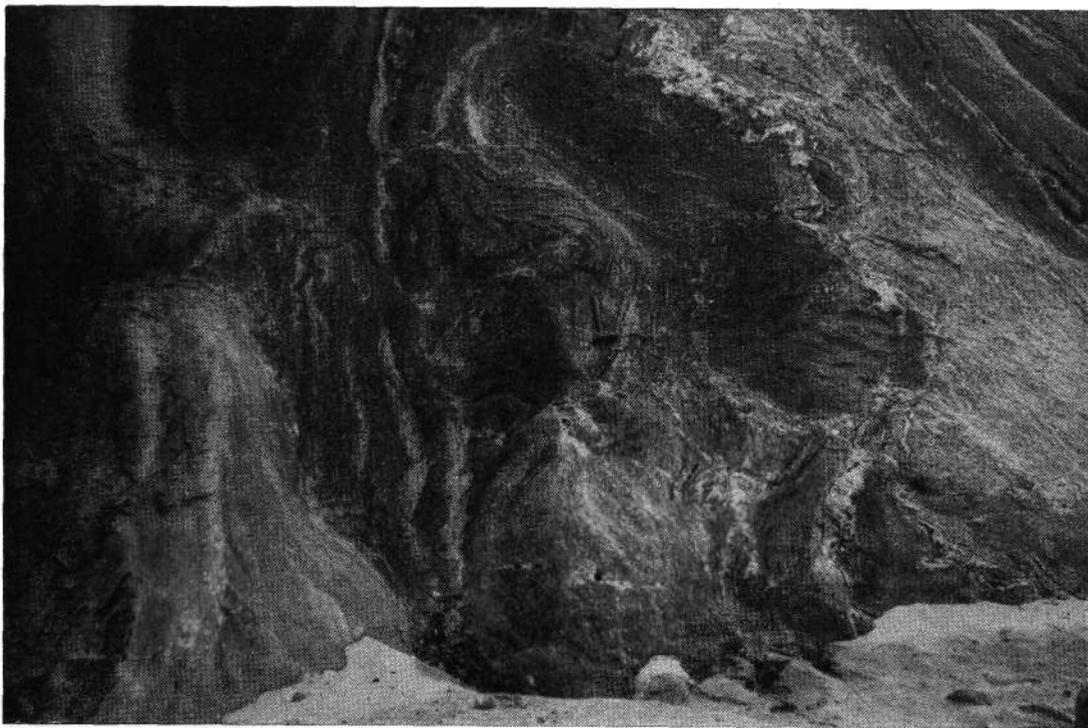


Abb. 13: Östlich Askole: Fließende, innige Vermischung und Verknetung von Gneisen und Dachgesteinen (Granatglimmerschiefern, Granatamphiboliten) bis in den Millimeterbereich (Nebulitbildung), bei gleichzeitiger Durchbewegung, hervorgerufen durch die nahen Intrusivgranite der „Achsenzone“. Intensive Fältelung (rechts am Wandfuß). Feinblättrige Oberflächenverwitterung (links vorne), das Gestein läßt sich „abschälen“, die „Schale“ zerfällt sandig (Vordergrund). Hammer in der Bildmitte zum Größenvergleich. Phot. Gattinger.



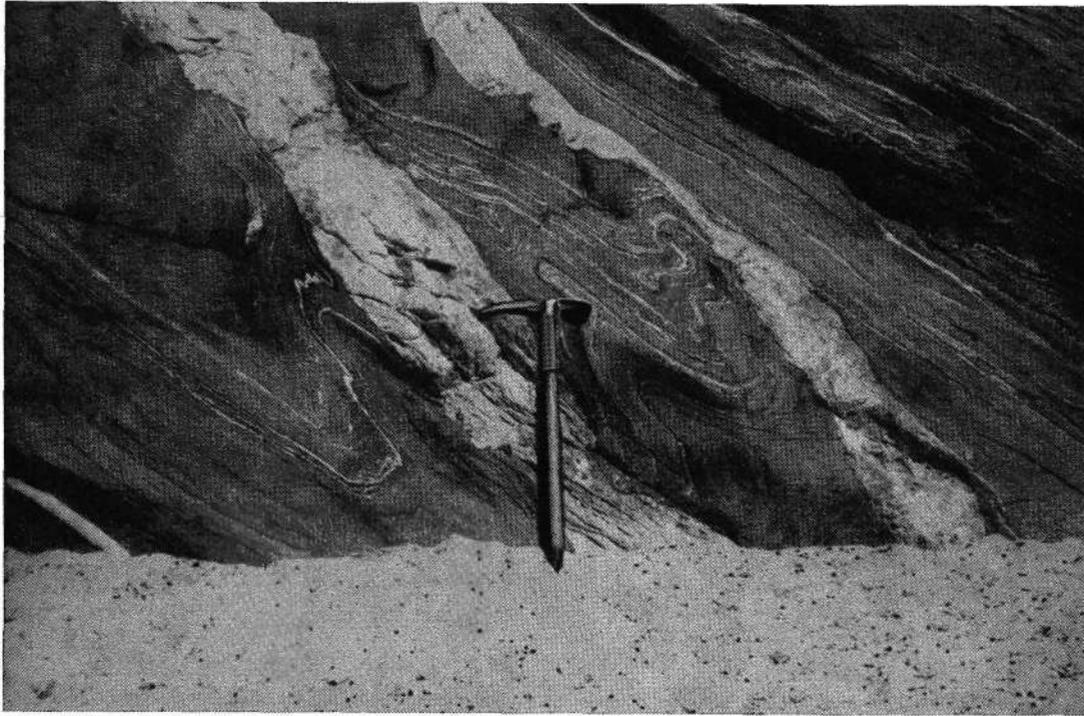


Abb. 14: Faltung und Fältelung in Mischgneis mit Granatglimmerschiefer- und Granatamphibolitbändern (rechts oben). Aplite durchbrechen grobschlächtig die zart erscheinenden Faltengebilde. Im Vordergrund: zusammengeschwemmte Verwitterungssande, die dunklen Kügelchen sind Granate. Aufnahme östlich Askole. Pickel zum Größenvergleich. Phot. Gattinger.



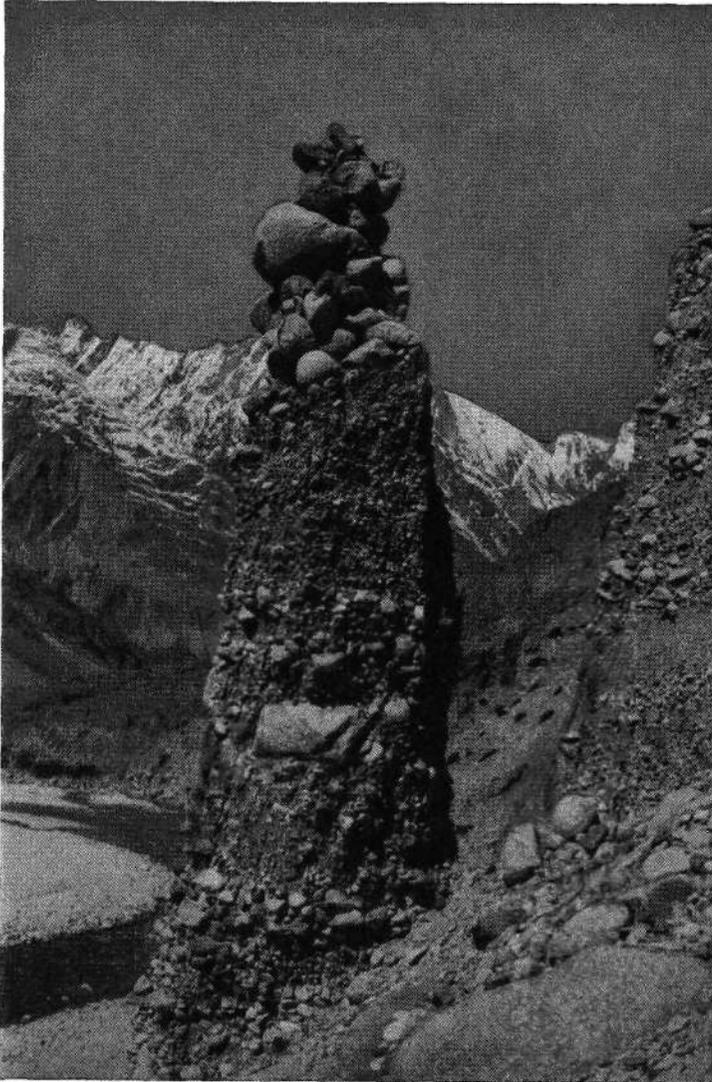


Abb. 15: Steinturm aus Hochterrassenschottern im Braldutal. Die zuoberst liegenden großen Steine haben wie ein Dach Niederschlags- und Schmelzwässer nach außen abgeleitet, so daß die verstärkte Erosion der Peripherie schließlich zur Isolierung der unter dem „Dach“ gelegenen Schottermassen geführt hat. Höhe des Turmes 8—9 m. Phot. Ratay.



Fältelung ähnlicher Gesteine zeigt, die von Apliten grobschlächting durchbrochen wird.

Wenden wir uns zuletzt der jungen Talfüllung des Braldutales zu, bevor wir den nächsten Abschnitt betrachten, so genügt es, die bei Besprechung des Schigartales genannten Verhältnisse in Erinnerung zu rufen (III/2). Sie liegen im Braldutal ganz ähnlich, nur daß sich hier zwischen dem höheren Terrassenniveau und dem rezenten Talgrund eine Zwischenterrasse einschaltet (in Abb. 10 deutlich hinter den Rindern erkennbar), die wohl auch im Schigartal vereinzelt andeutungsweise vorhanden, im übrigen jedoch vom Fluß ausgeräumt worden ist.

An den Rändern der Hochterrasse im Braldutal hat die Arbeit der Erosion in den mächtigen Schuttmassen stellenweise zur Bildung grotesker Turmgebilde geführt (Abb. 15).

### III/4. Skoro La und Mungo Gusor

#### (Panorama II)

Das Gebiet des Skoro La (zirka 5100 m) zwischen dem Braldutal bei Askole und dem Schigartal bei Skoro bildet eine Einsattelungszone des Gebirgskammes Koser Gunge—Mungo Gusor und gewährt guten Einblick in den geologischen Aufbau der Gipfelregion der Mungo Gusor-Gruppe.

Nach Querung der Gneis-Glimmerschiefer-Schuppen an der steilen Südflanke des Braldutales südöstlich Askole und nach Passieren der Almregion von Ste Ste und Thal Brok weitet sich ein Gletscherbecken, das sowohl im Westen als auch im Osten von aplitisch durchschossenen Glimmerschiefern und Amphiboliten flankiert wird. Im Westen sind es die Glimmerschiefer, die, mit Einschaltung von Marmorlinsen und Quarziten schließlich die Gipfelkalke des bereits bekannten Koser Gunge tragen. Die Ostflanke, die zum Mungo Gusor aufsteigt, zeigt etwas anderen Bau, indem ein Gneiskörper, massiver als die zerfetzten Gneise um Askole, aus der Glimmerschieferhülle von Norden aus gegen Süden in die Gipfelregion des Mungo Gusor emporstößt (Abb. 16). Art und Erscheinung der Gesteine machen wahrscheinlich, daß es sich um ein Wiederemportauchen des Gneiskörpers vom unteren Braldutal handelt, der bei Tschokpiong mit axialem Ost-Gefälle, unter die Glimmerschieferserie abgetaucht ist. Im Rücken trägt der Gneiskörper des Mungo Gusor eine Glimmerschieferhaut, welche die Basis einer überschobenen Serie bildet, wie sie bereits aus dem Schigar- und dem Braldubereich bekannt ist: Über einem Ineinander von schwarzen Schiefen und Phylliten mit blendendweißen Marmoren liegen überschoben: Kalkphyllite und Kalkschiefer, halbmetamorphe Bänderkalke und lichte Kalke (Panorama II). Die überschobene Serie, die sich im Profil östlich von Thal Brok mehr am Nordgehänge des Mungo Gusor, zwischen Hauptkamm und Braldutal, befindet, biegt wenig östlich, gegenüber der Biafo-Mündung, bogenförmig nach NE ins Tal hinab und wird dort zu einer engen überkippten Synklinale. Darauf wird bei Besprechung des Biaho Lungma noch zurückzukommen sein. Die Gneise streichen, im Gegensatz zur überschobenen Serie, nach Osten weiter und bleiben vorläufig in der

Gipfelregion. Die Paßhöhe des Skorò La selbst liegt in der Glimmerschiefer-region mit den genannten Einschaltungen (Marmore, Quarzite, Amphibolite, Aplitgänge). Erst unterhalb des Passes auf der Schigar-Seite, unterhalb Nang Brok (Skoro-Gaza), stellen sich jene Paragneise ein, welche an der Nordseite der Schuppenzone des Skoro Lungma liegen (III/2).

### III/5. Biaho Lungma

Das Biaho Lungma, die östliche Fortsetzung des Braldutales von der Biafo-Einmündung aufwärts bis zum Baltorogletscher, wird teilweise von zentralen, teilweise von randlichen Teilen der zur Muldenform zusammengesetzten überschobenen Serie beherrscht, wie im vorigen Abschnitt bereits angedeutet. Vor seiner Besprechung sollen jedoch der Stirn des Biafogletschers noch einige Worte gelten. Sie schiebt sich vom Norden in das öde, von Blockwerk und feinerem Schutt überstreute, geweitete Braldutal. Graue und schwärzliche Eiswände der Gletscherstirn sind für den flüßaufwärts Kommenden bereits von weither zwischen den Schutthaufen der Stirn moräne erkennbar (Abb. 18). Je näher der Gletscher, desto beschwerlicher wird das Vordringen, bis man sich auf der Stirn moräne, die das sich verengende Tal mit ihrem Wall versperrt, zwischen groben, bis übermannshohen Blöcken bewegt. Von der Höhe der Moräne aus wird das schwarze und graue, gebänderte Eis der Stirn und davor ein See sichtbar, in den der Gletscher kalbt, der ständig in Bewegung zu sein scheint (Abb. 17): Lösen sich gerade keine Eisbrocken, die in den See hineindriften, so ist doch in kurzen, unregelmäßigen Abständen das stoßweise Rutschen von Schuttmassen über dem Eis hörbar, die, wenn sie sich nahe genug an den Eiswänden bewegen, über diese abstürzen und rauschend und klat-schend im See verschwinden. Obwohl die Stirn moräne des Biafo beim Vordringen ins Biaho Lungma mühsam überwunden werden muß, stellt sie für die Wässer des oberhalb gelegenen Tales, die den Braldu suchen, kein Hindernis dar. Sie verschwinden unter dem Schutt an der Ostseite und kommen an der Westseite, vermehrt um den Zustrom, den der Biafo-Gletscher liefert, wieder zutage.

Östlich, jenseits der Stirn moräne, setzt das Biaho Lungma mit einer Breite an, wie sie das Braldutal unterhalb der Biafomündung zeigte. An beiden Talseiten steht eine zirka 20 m hohe, teilweise vom Gehängeschutt überrollte Terrassenstufe über dem rezenten Talgrund (Abb. 20). Beim Rastplatz Korofon (eigentlich „Kore-fong“ nach einem dort gelegenen, hausgroßen, tassenförmigen Felsen) erreicht die von Südwesten, aus der Südflanke des Mungo Gusor herabschwenkende Phyllit-Marmor-Kalk-Serie das Tal. Während sie auf der Höhe östlich von Thal Brok noch flachen Bau gezeigt hat, schließt sie sich nun mehr und mehr zu einer engen, schließlich überkippten Mulde (Abb. 17 und 18), die nach Süden offen ist und im Kern ein Schichtglied zeigt, das in der Höhe (Mungo Gusor N-Flanke) nicht mehr erhalten ist: Die metamorphen, lichten, gelblichen Kalke, bisher höchstes Glied der Serie, werden von Sandschiefern und Quarziten überlagert. Die Folge der schwarzen Schiefer mit weißen Marmoren an der Basis der überschobenen Serie tritt hingegen an Mächtigkeit stark zurück

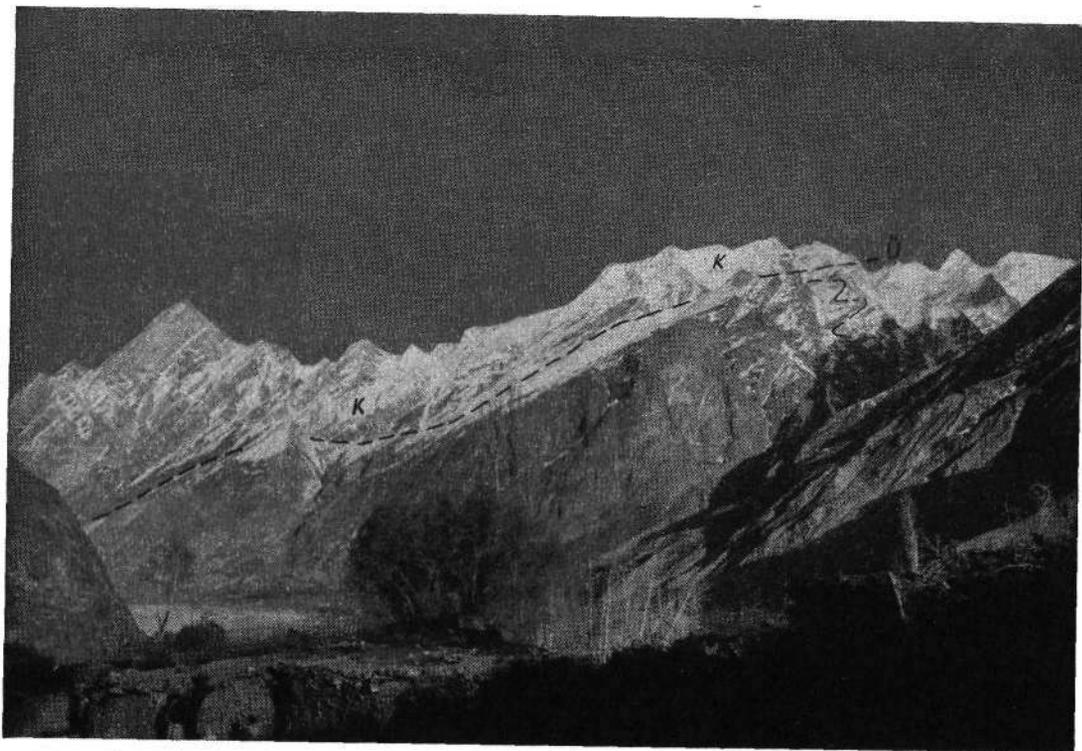


Abb. 16: Blick vom Braldutal (rechtes Ufer) auf die Mungo Gusor-Gruppe. Blickrichtung ESE. Rechts im Bild die zu weichen Formen verwitternden Glimmerschiefer des Braldutales, über denen mit harten Formen (jenseits des Seitentales) Gneise nach S bis SW emporsteigen, die im höheren Teil Stirnfalten in Glimmerschiefer-Amphibolithülle zeigen. Darüber ist unter der schneebedeckten Gipfelregion die Überschiebungsbahn (Ü) der metamorphen Kalkserie (K) erkennbar. Die überschobene Serie sinkt nach Osten (links) gegen das Braldutal herab. Im Vordergrund links: Häuser und Bewohner des Dorfes Askole.  
Phot. Ratay.



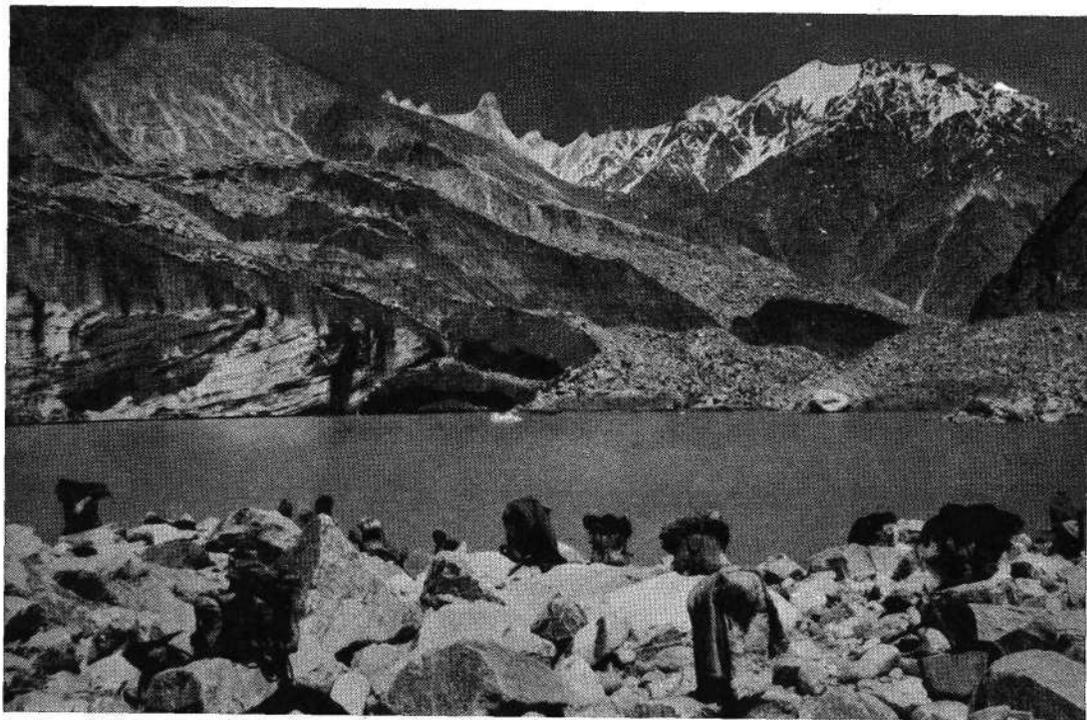


Abb. 17: Blick auf das Zungenende des Biafo-Gletschers. Hinter grobem Blockwerk der Stirnmoräne: der Gletschersee, aus dem die schuttbedeckten, dunkel gebänderten Eismassen der Gletscherzunge aufragen. Der Gletscher kalbt: weiße Eisschollen (Mitte und halbrechts) driften im See. Über dem Gletscher ist der Kern der zur Synklinale zusammengeschlagenen überschobenen Kalkserie („Biaho Lungma-Mulde“) gut erkennbar: helle metamorphe Kalke schließen dunkle Sandschiefer und hellere Quarzite ein. Die Synklinale ist nach N geschlossen. Über dem Taleinschnitt des Biaho Lungma (rechts im Bild) ist die Fortsetzung ihres Hangendflügels sichtbar. Über dunkleren Kalkphylliten und Quarziten: Marmore als helleres Band. Darüber Glimmerschiefer und Amphibolite. Am Horizont die Granittürme der Ostflanke des Dumorotales. Blickrichtung ENE. Phot. Gattinger.



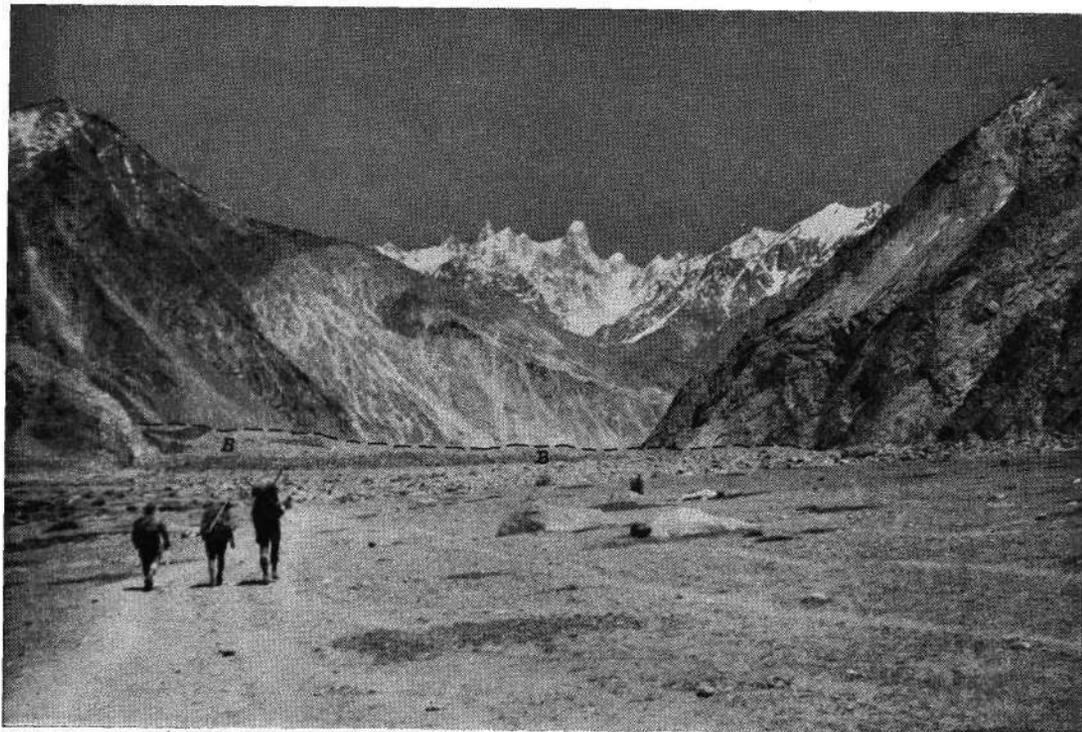


Abb. 18: Blick vom oberen Braldutal gegen das Biaho Lungma. Blickrichtung E. Im Vordergrund die Talweite des Braldu, dahinter die Schuttmassen der Biafo-Stirnmoräne (B), aus der (links, dunkelgrau) das Blankeis der Gletscherzunge schaut. Darüber der weithin sichtbare Kern der „Biaho Lungma-Mulde“ in überkippter, flacher Lagerung. Rechts im Vordergrund stehen die Gesteine ihres Nordflügels (Marmore und Quarzite) noch steil, bevor sie auf die Nordseite des Tales übersetzen. Am Horizont die Granittürme der Ostflanke des Dumorotales. Phot. Gattinger.



und fehlt, sobald die ganze Serie Muldenform erreicht hat, auf langen Strecken überhaupt. Wo dies der Fall ist, treten Kalkschiefer und Kalkglimmerschiefer in tektonischen Kontakt mit Granatglimmerschiefern, Amphiboliten oder Marmoren der kristallinen Schieferserie (Schieferhüllserie). Während der Hauptteil der Muldengesteine, außer bei Korofon, an den Bergflanken südlich des Biaho Lungma bleibt, kommen über dem überkippten Nordflügel der Mulde, die hier kurz Biaho-Lungma-Mulde genannt werden soll, und über den genannten Gesteinen der kristallinen Schieferserie an den Flanken des Bullah, die gegen das Biaho-Lungma und gegen das Dumorotal schauen, Bänder- und Lagengneise von Nord nach Süd empor, wie sie bereits im Raume von Askole angetroffen wurden. Darüber folgen wieder Gesteine der Schieferhülle. In den höchsten Teilen der westlichen Ausläufer der Paju-Gruppe liegt, eingeklemmt zwischen Glimmerschiefern und Amphiboliten, eine Scholle von Kalkschiefern und lichten Kalken (Abb. 19).

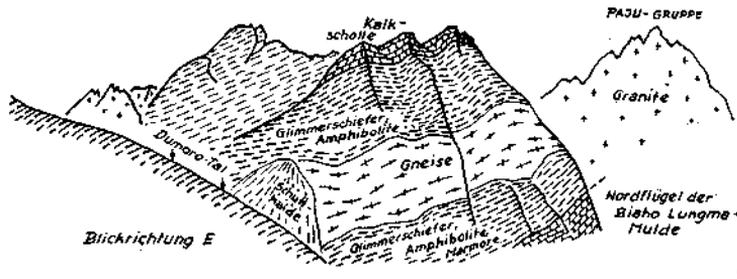


Abb. 19. Blick über das Dumorotal nach Osten, Biaho Lungma aufwärts, gegen die Vorberge der Paju-Gruppe.

Das Quertal des Dumoro folgt einer Störung, die alle Serien betrifft, wobei die östliche Talflanke relativ gehoben erscheint (Abb. 20).

Von Stoffzufuhr während einer Durchbewegung in den kristallinen Serien zeugen auch im Biaho Lungma anschauliche Bilder (Abb. 21).

Im Mittel- und Oberlauf des Biaho Lungma stellen sich keine wesentlichen Veränderungen mehr ein. Erst kurz vor seinem Ende, an der Stirn des Baltoro, schwenkt die Biaho Lungma-Mulde nach Südosten aus dem Tal auf die südliche Talflanke. Nun stehen Glimmerschiefer wieder in den tieferen Partien beider Talflanken an, ebenso Amphibolite und Marmore, vereinzelt auch Paragneislagen. Sie werden wenige Kilometer westlich von Paju von einem kleinen Granitstock durchbrochen, einem Vorboten des gewaltigen granitisch-dioritischen Intrusivkörpers, der das Gebiet um den unteren und mittleren Baltoro beherrscht.

Die Baltorogranite greifen auch nach Westen, und zwar über Paju an die Südflanken der Paju Gruppe, nördlich des Biaho Lungma. Zwischen den oben genannten Gneisen und den Intrusivgraniten liegt zunächst ein nach Osten schmaler werdendes Band von trennenden Glimmerschiefern.

### III/6. Unterer Baltoro (Panorama III)

Diese Glimmerschiefer keilen nördlich des Unteren Baltoro bald aus, über den Graniten folgen unmittelbar stark granitisierte Gneise. Zuweilen erhält man den Eindruck, es handle sich bei diesen nördlichen und höchsten Partien um ein vergneistes Dach der Granite, nur aus diesen durch Metamorphose hervorgegangen, doch läßt der direkte Zusammenhang mit den Flasergneisen und Mischgneisen östlich des Dumorotales einerseits und die Einschaltung von basischem Material (eingeschmolzenen Amphiboliten) und Glimmerschieferpartien andererseits erkennen, daß die Granitintrusion bis weit in den Bereich der Gneis-Glimmerschieferserie hineingewirkt hat.

In die zentralen Teile des Intrusivkörpers des Unteren Baltoro gelangt man über das steile, schuttbedeckte Zungenende des Gletschers, in dem sich ein Gletschertor von gewaltigen Ausmaßen öffnet, aus dem ein reifender, milchig-trüber Strom hervorquillt (Abb. 22). Hier nimmt das Biaho Lungma seinen Ausgang. Nicht weniger eindrucksvoll erweist sich ein Blick über die zu deutlichen Längsbahnen formierten Moränenzüge, sobald der Rücken des Gletschers oder ein Ufer gewonnen ist. Ausgeprägte Ufermoränen zu beiden Seiten, vom anstehenden Gestein meist durch Ufertäler abgesetzt, überragen die Trümmerwelt der inneren Moränenwälle bedeutend (Abb. 23).

Die Granite des Baltoro sind durchaus nicht homogen. Neben normalen, körnigen Typen treten sowohl sehr feinkörnige als auch grobe, pegmatitische Abarten auf, außerdem solche mit zwei Generationen von Feldspäten. Abgesehen von diesen „inneren“ Unterschieden wird die Einheitlichkeit durch Einlagerungen verschiedener Herkunft gestört. So stecken in den Granittürmen gegenüber von Urdokas (siehe Abb. 23), um den Trahonge-(Trango-) Gletscher und in der Mustagh-Gruppe Reste von Amphiboliten und Glimmerschiefern nördlich des Gletschers. Aber auch südlich des Gletschers fehlen solche Einlagerungen nicht, wie Panorama III deutlich zeigt.

Diese „Fremdkörper“ liegen nicht regellos im Granit, sondern zeigen eine Regelung, indem sie bei ungefährender NW—SE-Erstreckung mehr oder minder steil nach Norden einfallen, eine Struierung, welche auch die Granite in grober Form mitmachen, sofern sie überhaupt eine Lagerungsrichtung erkennen lassen. Flach liegen in den hohen Zonen im Norden auch hier die von basischen Lagen durchsetzten, einen wesentlich deutlicheren „Lagerungsrhythmus“ zeigenden „Gneise“ über den Graniten (Panorama III).

Auch gegen den Mittleren Baltoro behalten die Granite ihre Vorrangstellung an der Nordseite bei, doch treten im Bereich des West-Mustagh-Passes Glimmerschiefer und Amphibolite, über den Graniten liegend, auf und berühren mit östlicher Streichrichtung die oberen Enden des Talve- und des Mustagh-Gletschers.

Demgegenüber wesentlich augenfälliger und bedeutsamer sind die Veränderungen, die sich im gleichen Abschnitt des Baltoro, jedoch an dessen Südseite vollziehen: Bei der Mündung des Yermanendu-Gletschers liegen über den Graniten, die hier stark von Glimmerschiefer-Einlagerungen

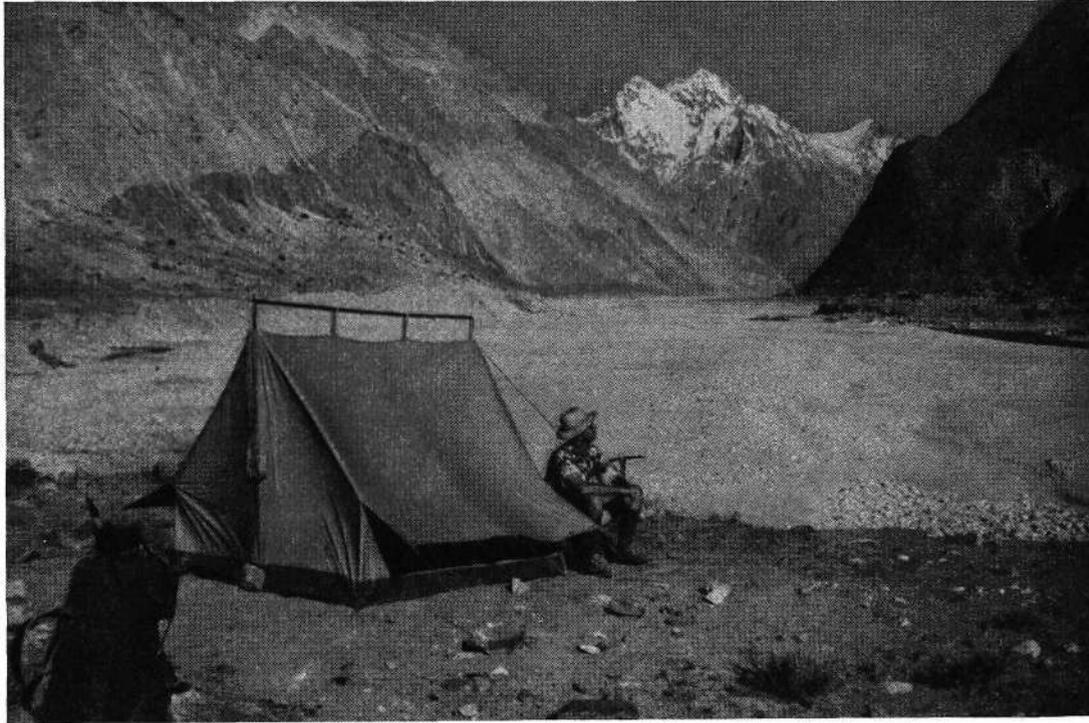


Abb. 20: Blick von Korofon nach E ins Biaho Lungma. Hinter dem Zelt, das auf Hochterrassenniveau steht, der rezente Talboden. Links, dunkel, Glimmerschiefer (mit Amphibolit- und Marmoreinlagerungen), darüber, hell, Gneise. Beide jenseits (östlich) der Störung, welcher das Dumorotal folgt, deutlich gehoben. Rechts: dunkle Quarzschiefer des N-Flügels der „Biaho Lungma-Mulde“, die hier bereits wieder auf die südliche Flanke des Tales übersetzt hat. Am Horizont Berge der Paju-Gruppe. Phot. Gattinger.





Abb. 21. Faltung in injiziertem Glimmerschiefer. Das aplitische Injektionsmaterial bildet rechts, unter dem Pickelstiel, eine größere Masse, die in der Falte und nach links allmählich ausdünn. Links unten ebenfalls ein massiver Aplitgang, über und unter der Falte viele dünne, mitgefaltete Adern. (Aufnahme an der rechten Talflanke des Biaho Lungma zwischen Korofon und Dumoro-Mündung.) Phot. Gattinger.

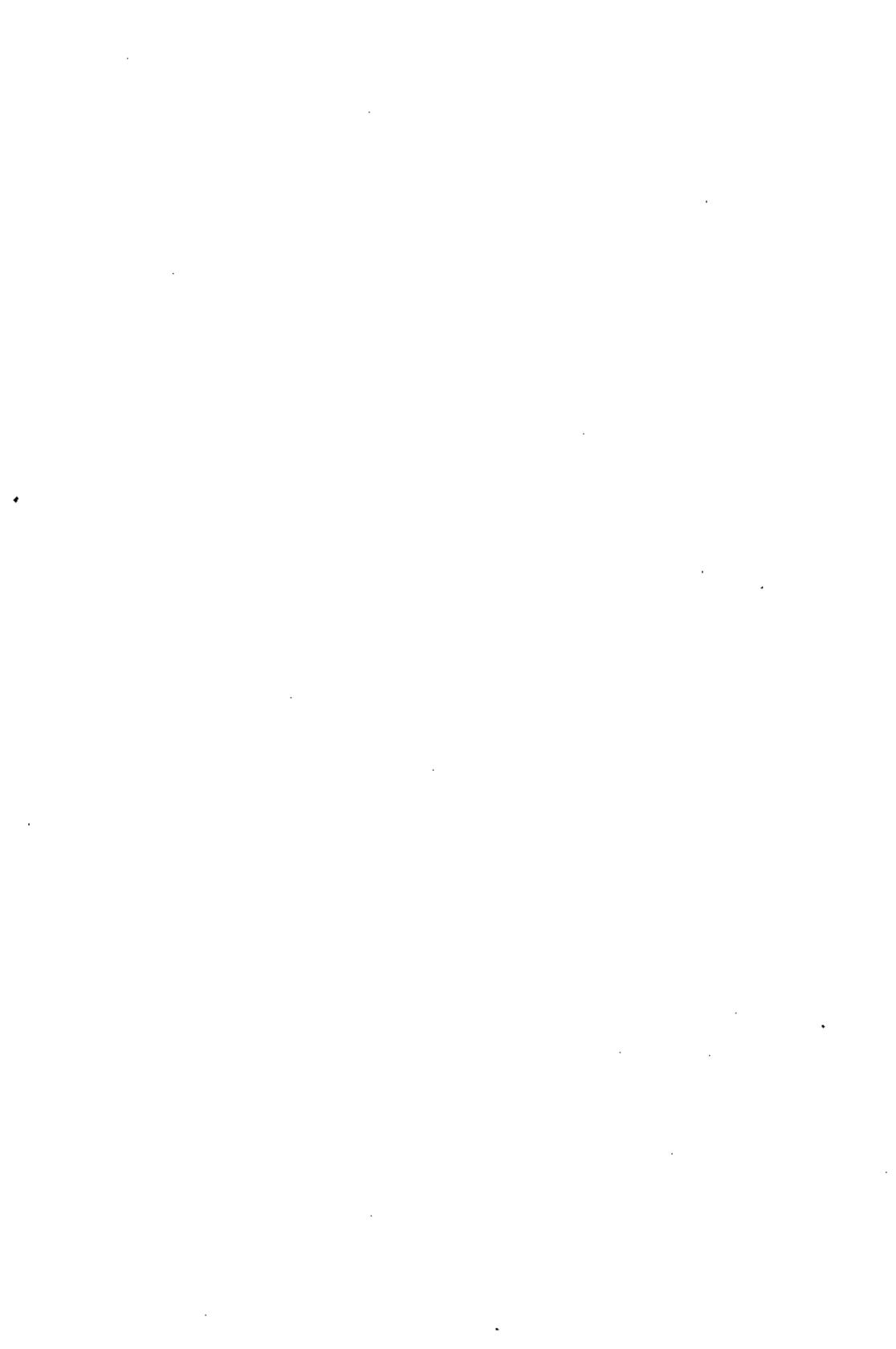




Abb. 22: Gletschertor des Baltoro. Im schutt- und staubbedeckten Eis der Gletscherzunge klapft ein riesiges Loch, aus dem ein gelblichweißer, milchiger Strom reißend hervorbricht. Zum Größenvergleich ein Mensch (↓) auf der horizontbildenden Eiskante rechts des großen hellen Blocks, der über der Eisrinne (Mitte) abzustürzen droht. Ganz rechts oben: Granitzacken über den linken Unteren Baltoro. Blickrichtung ESE. Phot. Reinagl.





Abb. 23: Blick von Urdokas (S-Ufer des Unteren Baltoro) auf die Berge der Trahonge-Gruppe im Norden. Über dem chaotisch anmutenden Blockfeld des hier zirka 5 km breiten Gletschers werden die dunklen Schutthaufen der rechten Ufermoräne sichtbar. Von ihr durch ein deutliches Ufertal getrennt, erheben sich die Granittürme rund 2000 m über das Gletscherniveau (Gletscher zirka 4200 m, Gipfel um 6000 m Seehöhe). Felsbauten von unglaublicher Kühnheit enden stellenweise mit nadelartigen Spitzen, wie oberhalb der weißen Wolke, die vor der mittleren Bergflanke hängt. Dunkle Partien im Granit sind Relikte des aufgeschmolzenen Glimmerschiefer-Amphibolit-Daches. Im Vordergrund vor dem Zelt: Streikende Träger. Blickrichtung NNW. Phot. Gattinger.



und basischen Lagen aufgespalten erscheinen, schwarze, quarzführende Phyllite mit intensiver Fältelung, über die schräge Cleavage läuft. Diese tragen, dem Seitengletscher (Yermanendu) aufwärts folgend, gegen den Fuß des Mascherbrum an der West- und Nordseite eine geringmächtige Lage von Quarzkonglomeraten und Breccien mit geringer Ausdehnung, die von z. T. bunten Quarzschiefern (Serizitquarziten) überlagert werden. Im Nordosten und Osten liegen diese meist unmittelbar, ohne Zwischenschaltung der Konglomerate und Breccien, den schwarzen Phylliten auf. Über den Quarzschiefern, die bereits stärkere Faltung zeigen, folgen Kalkschiefer, Kalkglimmerschiefer und kalkige Phyllite, die zu unglaublich eleganten, schwingenden Falten ausholen und nicht nur die hellen Bändermarmore und Kalkmarmore des Mascherbrumkörpers tragen, sondern auch in dessen Flanke hineinstoßen und eine Schlingenfalte unter seinen Gipfelaufbau legen, ein seltenes Bild großartiger, formfreudiger Dynamik, das ein Gegenstück im Norden des Mittleren Baltoro, in den Gipffalten eines namenlosen, zirka 6000 m hohen Gipfels westlich von Marble- und Crystal-Peak besitzt. Die folgende Skizze zeigt den Aufbau des Mascherbrum (Abb. 24).

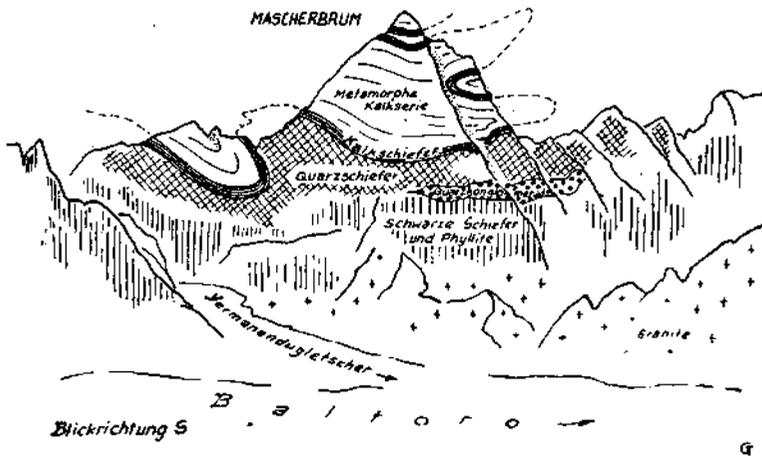


Abb. 24. Der Mascherbrum von Norden, vom Baltoro aus gesehen.

### III/7. Mittlerer Baltoro (Panorama IV)

In diesem Abschnitt sollen außer den an den Mittleren Baltoro unmittelbar anschließenden Gebirgstteilen auch jene zur Darstellung kommen, welche die hier zusammenlaufenden Seitengletscher, deren Vereinigung das Gletschertal zum sogenannten Concordia-Platz weitet, umschließen. Ausgenommen soll der separat zu besprechende Obere Baltoro sein, der auch als Abruzzi-Gletscher bekannt ist. Außer diesem und einer Anzahl von kleineren münden hier folgende Gletscher in den Baltoro: Der Biange-

Gletscher (NW), der Younghusband-Gletscher (NW), Godwin Austen-Gletscher, der von Norden ( $K_2$ ) kommt und den aus NW einziehenden Savoia-Gletscher aufnimmt, der zweigeteilte Broad Peak-Gletscher (NE), der Äußere Gascherbrum-Gletscher (NE) und der Vigne-Gletscher (S).

Nördlich des Baltoro streichen die im vorigen Abschnitt erwähnten Glimmerschiefer in sanftem Bogen nach Südosten. Ihre bogenförmige Schwenkung wird von schwarzen, quarzföhrnden Phylliten mitausgeführt, die sich ihnen bereits im Bereich des Ost-Mustagh-Passes von Norden her auflegen. Da die Glimmerschiefer, wie vorher die Gneise, im obersten Bereich des Biange-Gletschers zwischen Graniten und schwarzen Phylliten ausspitzen, treten die Phyllite in Kontakt mit den Graniten. Dieser Kontakt ist ein intrusiver.

Die basalen Partien der schwarzen Phyllite sind aufgeschmolzen und unregelmäßige Granitzungen ragen z. T. hoch in die Phyllite hinein, wobei sich deren Lagerung den Konturen der intrusiven Einschübe meist fließend fügt. Teilweise haben die Schieferungsflächen granitischen Apophysen das Eindringen ermöglicht.

Ähnliche Erscheinungen zeigen die Quarzite und Quarzschiefer (Quarzglimmerschiefer, Quarzphyllite), welche die schwarzen Phyllite, nur selten unter Einschaltung von Quarzkonglomeraten und -breccien, überlagern, und die vom Nordwesten her streichend, als Sockel von Crystal- und Marble-Peak, an der Mündung des Godwin Austen-Gletschers in den Baltoro den nordwestlichen Eckpfeiler bilden.

Wie am Mascherbrum, so sind auch hier die Quarzite und Quarzschiefer die Unterlage einer kalkigen Serie, die mit Schiefern und Phylliten beginnt, denen schließlich gebänderte und reine metamorphe und halbmetamorphe Kalke mit grandiosen Gipfelfaltungen folgen, wie im vorigen Abschnitt bereits angedeutet wurde (Abb. 25).

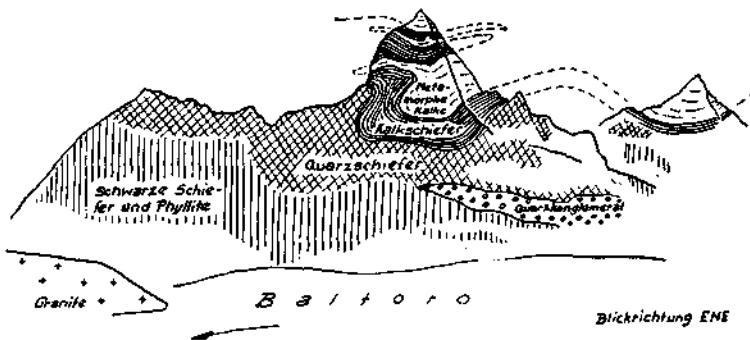


Abb. 25. Faltungerscheinungen in der Gipfelregion eines Berges am N-Ufer des Baltoro nordöstlich von Biange.

Die metamorphen Kalke bauen auch die Gipfel von Crystal Peak und Marble Peak auf (Panorama IV), an deren Nordostseite, gegen den Savoia-Gletscher, die Quarzschiefer als Unterlage der Kalkschiefer-Marmorserie einen durchgehenden Streifen bilden, während hier die schwarzen Phyllite

nur in den tiefsten Teilen gegen den Godwin-Austen-Gletscher, am Südwestfuß des  $K_2$  und im westlichen Teil des Gletscherkessels des Savoia-Gletschers aufgeschlossen sind. An den beiden letztgenannten Stellen stehen sie im Kontakt mit den Graniten, die den imposanten Pyramidenkörper des  $K_2$  aufbauen. Auch diese Granite die von jenen des Unteren Baltoro durch die Einschaltung der Glimmerschiefer-Phyllit-Quarzschiefer-Kalk-Folge des Crystal Peak—Marble Peak-Zuges getrennt sind, zeigen keine Homogenität. Auch sie besitzen reliktsische Einschaltungen und erscheinen überdies, besonders in den höheren Teilen, stärker „vergneist“, wobei auch hier mitgewirkt haben könnte, daß ursprünglich vorhanden gewesene Gneise in den Aufschmelzungsbereich der Intrusivgranite geraten sind, wie im Norden des Unteren Baltoro.

Am Nordende des Godwin-Austen-Gletschers schneidet eine ungefähr NE—SW-streichende Querstörung die  $K_2$ -Granite gegen lichte kristalline Kalke ab (im Bereich des Skyang La). Am Ostufer des Gletschers, dem  $K_2$  gegenüber, treten Granite nur noch in kleineren Aufbrüchen in den nördlichen Fußteilen des Broad Peak auf, während sedimentäre Serien stark an Raum gewinnen. Vor allem sind es wieder die basalen, schwarzen Phyllite und Schiefer, die in den tieferen Teilen im Norden, Westen und Südwesten des Broad Peak auftreten, auf die sie jedoch nicht beschränkt bleiben: Die Tektonik, die im Marble Peak-Crystal Peak-Zug schwingende Falten erzeugt hat, wird hier starrer, sodaß von einer fließenden Deformation nichts zu sehen ist, sondern es zu Schuppung und Zerschierung kommen mußte. Dazu kommt, daß die schwarzen Phyllite auch in die höheren Regionen vorstoßen, wo sie ihr Hangendes, die Kalkschiefer und Kalke, tektonisch überlagern und gleichzeitig die Unterlage einer höheren Schuppe von Kalkschiefern und Kalken bilden. Eine plausible Erklärung als etwa zunehmende tektonische Intensität für den Unterschied der Deformation westlich und östlich des Godwin-Austen-Gletschers ergibt sich bei der Annahme einer zeitlichen Beziehung von tangentialer Verformung der sedimentären Serien und Intrusion der Baltorogranite: Während der Marble Peak-Crystal Peak-Zug durch seine Einbettung in die platznehmenden Granite und die damit verbundene Kontaktwirkung eine entsprechende Plastizität für fließende Verformung erhalten hätte, hätte in der Broad Peak—Gascherbrum-Gruppe, bedingt durch ihre (auch vertikale) Entfernung vom Intrusivkörper, eine solche Plastizitätssteigerung nicht stattgefunden. Unter diesen Voraussetzungen fällt die Annahme einer Steigerung der tektonischen Intensität als unnötig fort. Tatsächlich spricht ein wichtiger Faktor für diese Deutung: Der Grad der Metamorphose (Rekristallisation) ist im Crystal Peak—Marble Peak-Zug bis hinauf in die Kalke durch die ganze Serie hindurch merklich stärker als in der ebenfalls metamorphen Broad Peak—Gascherbrum-Gruppe.

Während die schwarzen Phyllite — außer in den tieferen Teilen — auch unterhalb des Broad Peak-Gipfels zwischen Kalkschiefern und lichten Kalken und in den lichten Kalken als abgerissene Schollen eingeklemmt und am West- bzw. Südwestsporn des Gascherbrum IV und V in ähnlicher Position zu finden sind, liegen Kalkschiefer und Kalke nicht nur in den Gipfelpartien, sondern tauchen auch als mächtige Pakete und dünnere Lamellen, einander in Wechsellagerung ablösend, meist steil aus der Tiefe

empor, wobei sich im Broad Peak und im Gascherbrum IV zum erstenmal außer den bereits bekannten hellen Kalken auch dunkelgraue bis schwärzliche Mergelkalke und dunkle, bräunlichgraue, teils gebänderte Dolomite und Kalke einstellen, auf die bei Besprechung der Gascherbrum-Gruppe noch zurückzukommen sein wird. Weitere Einzelheiten über den Wechsel in der Gesteinsabfolge, die Lagerung und das Störungssystem an der Ostseite des Godwin-Austen-Gletschers, welche die bisherigen Erläuterungen vervollständigen und ergänzen, sind in der geologischen Karte der Gascherbrum-Gruppe (Tafel 8) enthalten. Ein anschauliches Bild gibt auch das Panorama IV.

Vom Süden kommend mündet der Vigne-Gletscher am Concordia-Platz in den Baltoro. Wie im Raum um den  $K_2$ , so spielen auch im Bereich dieses Seitengletschers wiederum Granite die entscheidende Rolle im Aufbau der flankierenden Gebirgsgruppen. Von den mächtigen Sedimentserien, wie sie besonders östlich des Godwin-Austen-Gletschers auftreten, ist hier nur das tiefste Glied vorhanden: die schwarzen Phyllite, die als schmale, vom Granit zerfressene und durchzogene Zone im Mündungsgebiet des Vigne-Gletschers Ost- und Westpfeiler gegen den Baltoro bilden. Besonders der Westpfeiler fällt durch seine kühne, ragende Form auf, die ihm den Namen Mitre Peak (Mitra-Spitze oder frei übersetzt: Bischofsmütze) eingetragen hat. Er bildet, vom Eis der beiden Gletscher und den Graniten umschlossen, eine schwarze Phyllitinsel, in deren Nordflanke zwei helle Granitlamellen steil in den dunklen Gesteinen emporstoßen (Panorama IV, und Abb. 27 im nächsten Abschnitt). Entsprechend steil ist auch die Lagerung der Phyllite, die am Kontakt mit den umgreifenden Graniten im Süden des Berges von diesen unregelmäßig „zerfranst“ sind. Die Granite reichen westlich des Mitre Peak ganz an den Baltoro heran. Dort ist eines der eindrucksvollsten Bilder der Granitmorphologie zu sehen, das zwar an Großartigkeit nicht an die gewaltigen Riesenbauten der Trahonge-(Trango-)Türme des Unteren Baltoro heranreicht (Abb. 23), sie aber an Eigenartigkeit womöglich noch übertrifft. Ich habe diese Granitformen, die in Abb. 26 festgehalten sind, „Die Zwerge“ genannt, obwohl jeder einzelne „Zwerg“ einige hundert Meter hoch ist. Dieses Hintereinander von zipfel-mützenartigen Gebilden beruht darauf, daß die Granite steilstehende Phyllite assimiliert haben, ohne deren Lagerungsstrukturen vollständig auflösen zu können. Die Arbeit der Erosion hat dann zunächst eine „Säge“ (wie rechts im Bild) geschaffen und schließlich die einzelnen Zähne voneinander getrennt. Links ist im Vordergrund über der Moräne noch ein „unverdauter“ Rest der schwarzen Phyllite erhalten, der zu den NW-Ausläufern des Mitre Peak gehört.

Ähnlichen Aufbau wie der Mitre Peak zeigt der Ostpfeiler (Pride Peak) der Vigne-Gletscher-Mündung. Auch hier sind schwarze Phyllite, von Graniten aufgefächert, steil aufgerichtet. Sie bilden eine schmale Zone, die nach Osten, gegen den Oberen Baltoro streicht (siehe Abb. 27 im nächsten Abschnitt).

### III/8. Oberer Baltoro

Wenig östlich der Einmündung des Vigne-Gletschers treten die von Granit durchzogenen schwarzen Phyllite vom südlichen Ufer des Baltoro

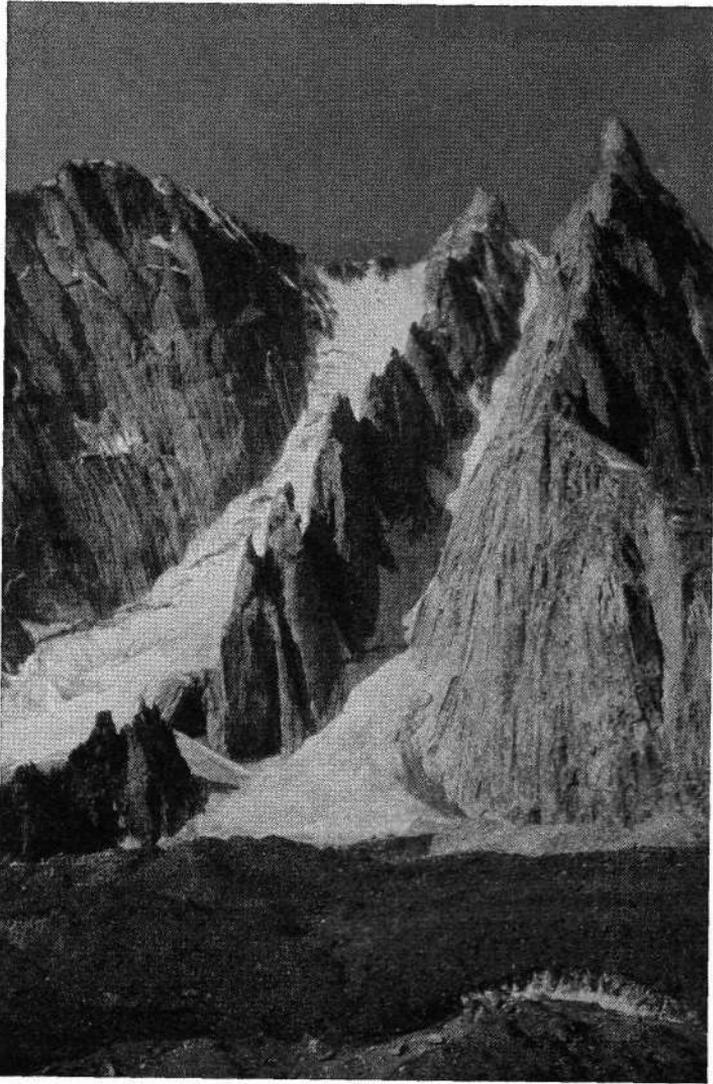


Abb. 26: „Die Zwerge“. Erosionsformen im Granit am Südufer des Baltoro, westlich des Mitre Peak. Ihre Entstehung ist im Text erläutert. Die Erosionsrinnen der Felswände (links im Bild) setzen sich im Eis unterhalb als Lawinenbahnen fort. Im Vordergrund der Baltoro mit seiner Schutt-Haut (hier vorwiegend schwarze Phyllite), unter der rechts vorne das Blankeis sichtbar ist. Blickrichtung S. Phot. Gattinger.



etwas höher auf die Bergflanken zurück. Zwischen ihnen und dem Oberen Baltoro (Abruzzi-Gletscher) beginnt sich ein Zug von hellgrauen, braun verwitternden Kalkschiefern und Kalkphylliten einzuschalten, der nach Osten bis in den Fuß der Nordausläufer des Tschogolisa streicht. An seinem Ostende wird er von einem linsenförmigen Aufbruch von Granit unterlagert. Die Hauptmasse des Granites liegt jedoch über den schwarzen Phylliten und reicht bis in die Gipfelregion, wobei die von ihm aufgebauten Käme und Grate ruinenartige Verwitterungsformen zeigen.

Sein nordöstliches Ende findet der Vigne-Granitkomplex an der NW-Flanke des nordwestlichsten Vorberges des Tschogolisa, indem er mit intensiver Digitation in die schwarzen Phyllite hineinstößt, die dort, über den Kalkschiefern lagernd, bis in die Gipfelregion des Tschogolisa hinaufreichen, soweit die Aufschlüsse in der hier große Flächen verhüllenden permanenten Schnee- und Eisbedeckung es erkennen lassen.

Am Nordfuß der Tschogolisa-Gruppe, am Südufer des Oberen Baltoro östlich jener Granitlinse, welche die braun verwitternden Kalkschiefer und -phyllite unterlagert, stehen Konglomerat-Breccien an, deren Verhältnis zu den schwarzen Phylliten oder den Kalkschiefern hier nicht erkennbar ist, da sie allseits von ausgedehnten Eismassen umgeben sind.

Zur Erläuterung des bisher Gesagten dient die Abb. 27, die auch den Mitre Peak (voriger Abschnitt) zeigt.

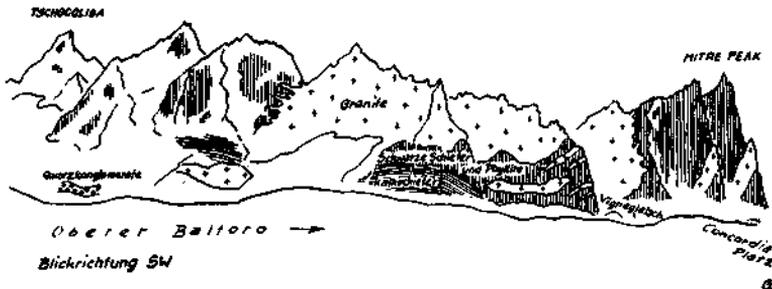


Abb. 27. Blick auf das Südufer des Baltoro zwischen Tschogolisa und Concordia-Platz.

Östlich des vom Tschogolisa her in den Baltoro fließenden Seitengletschers zwingt der mächtige Bergklotz des Baltoro Kangri das Gletscherthal zu einer Schwenkung gegen Nordosten. Die Westflanke des Baltoro Kangri gibt Einblick in den komplizierten Aufbau dieses Berges. In seinem Nordwestfuß lösen schwarze Phyllite und helle Bänderkalke, teils in mächtigen Paketen, teils in dünnen Lagen, einander mit steilem Südfallen mehrfach ab. Unter dem Abbruchrand des Hängegletschers der Westflanke stoßen über dieser Wechselfolge die hellen Bänderkalke von oben schräg gegen Süden herab, schließen dabei eine schmale Zunge der schwarzen Phyllite ein und gehen weiter im Süden in horizontale Lagerung über, wobei sie von Kalkschiefern unterlagert werden, die mit schwarzen Phylliten abwechseln. Über den Bänderkalken folgt zuerst ein mächtiger Komplex grünlicher und bräunlichgrauer Kalkglimmerschiefer und dunkelgraubrauner, gebänderter Kalke, der in der Gipfelregion lichte graue bis gelbe, dick gebankte bis massige Kalke trägt.

Alle diese Serien liegen verhältnismäßig flach, zeigen im ganzen nur leichte Neigung gegen Süden und eine leichte Wellung, wie Abb. 28 zeigt.

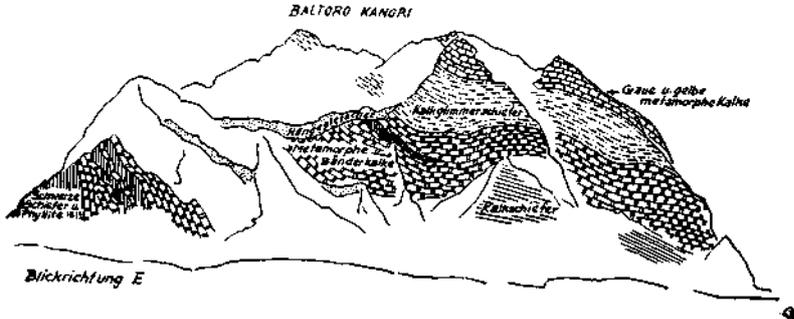


Abb. 28. Blick vom Baltoro auf die gut aufgeschlossene Westflanke des Baltoro Kangri.

Weit weniger guten Aufschluß als die Westflanke gibt die eisgepanzerte Nordflanke des Berges, in deren tiefsten Teilen nur die schwarzen Phyllite, Grünschiefer und Grauwacken anstehen, die auch in den höheren Teilen, unterhalb der Abbrüche dreier hängender Gletscher, in der Gesellschaft von hellen Kalken auftreten. In die Phyllite am Fuß der Nordflanke sind an zwei Stellen, mehr im westlichen und im östlichen Teil, junge basische Ganggesteine eingedrungen, die im östlichen Teil der Gascherbrumgruppe größere Verbreitung finden und die im petrographischen Teil (IV/1/F) näher behandelt sind.

Vom Baltoro Kangri durch den Conway-Sattel getrennt, schließt der frühere Sia Kangri den Oberen Baltoro gegen Osten ab. Dieser Berg, dessen Erstbesteigung einer Mannschaft unter G. O. DYHRENFURTH gelang, wurde von drei Mitgliedern unserer Expedition wieder bestiegen, und der neue Name „Austria Peak“ vom pakistanischen Staatspräsidenten General Iskander Mirza genehmigt. Die Westflanke zeigt die schwarzen Phyllite in enger Wechsellagerung mit einer „Bunten klastischen Serie“, die in der Hauptsache aus roten Konglomeraten, dazu aus dunkelgrauen Sandsteinen und -schiefern, die mit rotgeflamten Sandschiefern abwechseln, roten Tonschiefern in Wechsellagerung mit ockergelben, sandigen Kalkschiefern bis Sandkalken besteht. Die Gesteinsfolge steht senkrecht und streicht ungefähr NW—SE oder schießt steil nach NE ein. In den Nordwesthängen des Austria Peak sind nur schwarze Phyllite an einigen Stellen aufgeschlossen.

Nach der Süd- und Ostseite des Oberen Baltoro bleibt seine Nordseite, beim Concordiaplatz beginnend, zu betrachten. (Siehe auch geologische Karte der Gascherbrum-Gruppe, Tafel 8.)

Hellgelbe und weiße, dichte Kalke, welche bereits in der Westflanke des Gascherbrum IV und seinem westlichen Hangsporn zu beobachten waren, bilden das Nordufer des Oberen Baltoro im Westen und reichen bis zum Gipfel von Gascherbrum V und VI empor. Zwischen diesen Kalken schaltet sich in den unteren Hangteilen ein Band von schwarzen Phylliten ein, ungefähr 4 km weiter östlich auch Kalkschiefer und Kalkphyllite, welche die schwarzen Phyllite über-, die hellen Kalke unterlagern und südwestlich unter dem Gipfel des Gascherbrum VI wieder auskeilen. Hin-

gegen beginnen sich die schwarzen Phyllite dort stark gegen Süden zu verbreitern, sodaß die hellen Kalke unterhalb gegen den Gletscher rasch schmaler werden und schließlich verschwinden. Zwischen den Phylliten gewinnen nun Konglomerat-Breccien, wie sie bereits von der gegenüberliegenden Talseite genannt wurden, an Mächtigkeit. Zwischen den einzelnen, mächtigen Konglomerat-Breccienbänken schalten sich stets mehr oder weniger mächtige Lagen der schwarzen Phyllite ein. Im Westen, zwischen den hellen Kalken, stehen die Phyllite senkrecht oder fallen steil nach Norden ein, während sie im Osten, an der Ausmündung des Gascherbrumgletschers in den Baltoro, steiles Südfallen zeigen.

Östlich der Mündung des Gascherbrumgletschers wird der geologische Aufbau hochkompliziert. Die Süd- und Südostflanke des Hidden Süd, des südlichen Vorberges des Gascherbrum I („Hidden Peak“) bildet die Nordbegrenzung des Oberen Baltoro bis zu seinem Ostende beim Austria Peak.

Zunächst sind es dunkle Kalkphyllite in Wechsellagerung mit hellen Kalkschiefern, die, intensiv gefaltet, die tiefsten Gehängeteile einnehmen. Darüber folgen, ebenso stark durchbewegt, rötliche und grünliche Schiefer, den alpinen Werfener Schichten ähnlich, untergeordnet mit Einlagerungen von grauen, roten und gelbbraunen Konglomeraten mit sandigtonigem Bindemittel. Diese Serie bildet eine große, taschenförmige Falte, in welche die liegenden Kalkschiefer und Kalkphyllite, selbst eng gefaltet, in komplizierter Weise eingefaltet sind, wie Abb. 29 zeigt. Zuoberst liegt diskordant die „Bunte Serie“, wie sie bereits vom Austria Peak erwähnt wurde, stellenweise von linsenförmigen Lagen grauer Konglomerate unterlagert.

Basische Ganggesteine, wie sie in der Nordflanke des Baltoro Kangri auftreten, durchschwärmen die Gesteine nach jungen Klüften. Östlich des Hidden Süd, bis zum Austria Peak hin, verdrängen sie die sedimentären Serien ganz und bilden dort einen Stock dunkler Felsmassen über dem nordöstlichen Ende des Oberen Baltoro.

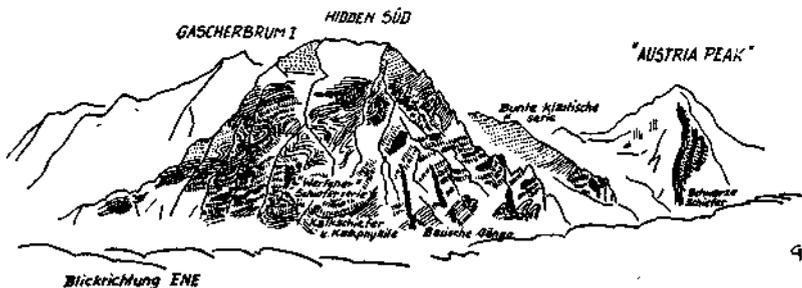


Abb. 29. Der Hidden Süd, der südliche Vorberg des Gascherbrum I, vom Westsüdwesten her gesehen.

### III/9. Gascherbrum-Gruppe

(Panorama V und geologische Karte der Gascherbrum-Gruppe, Tafel 8)

Sechs Berge, die den Namen Gascherbrum und dazu Ordnungszahlen von I bis VI führen, und die voneinander durch verschieden tiefe, aber

immer deutliche Einsattelungen getrennt sind, umschließen den südlichen Gascherbrumgletscher. Davon sind zwei, der Gascherbrum I und II über 8000 m hoch.

Ihren Namen verdankt diese Bergfamilie jedoch nicht ihrem höchsten Mitglied, sondern jenem, das bereits vom unteren Baltoro und besonders eindrucksvoll vom Concordiaplatz aus sichtbar ist (Panoramen III und IV), dem Gascherbrum IV. Der Name Gascherbrum bedeutet „schöner Berg“, eine Bezeichnung die nicht nur auf den namengebenden, sondern auf alle sechs Berge der Gruppe zutrifft.

Der südliche Vorberg des Gascherbrum I („Hiddenpeak“), der Hidden Süd, wurde bereits im vorigen Abschnitt besprochen. Der Berg selbst zeigt an seinem Südwestfuß brecciöse, dunkelgraubraune Kalke und Dolomite, die steil gegen Südwesten einschließen. Diese erscheinen auch in den höheren Teilen des Berges, dort jedoch intensiv verfault mit hellen, grauen Bänderkalken, in denen die Bänderung zwischen weißlichgrauen und mittelgrauen Partien bis in den cm-Bereich gehen kann. Sie beherrschen vor allem die NW-Flanke des Berges, treten in seinem Nordsporn auf und bilden mit schmalen, dunklen Einlagerungen den Gipfelaufbau, der sich durch eine intensive Faltung auszeichnet. Nördlich und westlich unter dem Gipfel schalten sich dunkelgraue, stark mergelige Kalke ein, wie sie im Nordteil des Gascherbrum IV vom Concordiaplatz aus, ebenso im Gipfelbereich des Broad Peak, sichtbar waren. Sie fallen in den höheren Teilen nördlich des Gipfels steil nach Norden, biegen auf steiles Südfallen und schwenken in den tieferen Teilen wieder auf Nordfallen um.

Ein gegen das Shaksgamtal weisender Sattel trennt den „Hidden Peak“ vom Gascherbrum II, dessen südöstliche Ausläufer zwischen Schnee und Eis nur in den höheren Teilen gute Aufschlüsse zeigen. In den tieferen Teilen des südöstlichen Sporn tauchen graue, schichtige Kalke steil auf, die auch den Grat östlich der Südflanke hoch hinauf beherrschen, während noch weiter östlich gelblichweiße Kalke anstehen, die nördlich oberhalb des Sattels, der Gascherbrum I und II trennt, von basischen Gängen durchbrochen sind. Unterhalb des Hängegletschers der Südflanke des Gascherbrum II erscheinen zwischen den Eisabbrüchen in ungefähr 6500 m Höhe graue Bänderkalke. Die Südpfeiler des Berges werden von jenen grau-bräunlichen, dunklen, brecciösen Kalken und Dolomiten gebildet, die auch am Fuß des Gascherbrum I zu sehen waren und die hier steil aufgerichtet sind. Aus dem Eiskamm, der sich zur Südwestkante der Gipfelpyramide aufschwingt, ragen im obersten Teil rote und grüne Schiefer mit Konglomeraten. Die schöne, regelmäßige Gipfelpyramide selbst besteht aus weißlichgelben, gegen S bis SW abwärtsgerichteten, gebankten bis massigen Kalken.

Im Gegensatz zum Gascherbrum II bietet sein Nachbar, der Gascherbrum III, von jenem nur durch einen flachen Sattel im Gipfelbereich abgesetzt, prachtvollen Einblick in seinen Aufbau durch gute Aufgeschlossenheit. Die brecciösen Kalke und Dolomite, welche die Südpfeiler des G II bilden (G II = Gascherbrum II), steigen hier vom Fuß des Berges steil gegen NE empor. Sie tragen ein mächtiges Paket der roten und grünen Schiefer mit Konglomeraten, die aus dem obersten Teil des Eiskammes von G II hervorschauen. Diese Gesteine entsprechen jenen, die bereits

am Hidden Süd (voriger Abschnitt) beschrieben wurden. (Ähnlichkeit mit Werfener Schichten.) Auch sie sind über den brecciösen Kalken und Dolomiten steil gegen NE aufgerichtet und tragen eine Partie von grauen Kalken, über denen ein verhältnismäßig schmales Band der weißlichgelben Gipfelkalke des G II nach NE emporstößt, überlagert von dunkelgrauen bis schwärzlichen Mergelkalken, die den ganzen Gipfelaufbau und die Westflanke des G III mit steilem SW-Fallen beherrschen.

Deutlicher als zwischen G II und III ist der Einschnitt, der G III von G IV trennt. Der Aufbau des G IV ist einfach: Sein Nördteil wird von den schwärzlichen Mergelkalken gebildet, die auch in den westlichen und obersten Teilen des G III beherrschende Stellung einnehmen. Eine fast senkrechte Trennungslinie scheidet davon die weißlichgelben Kalke des Südteiles, die den Gipfelkalken des G II entsprechen. Diese Zweiteilung im Aufbau des Berges ist bereits an seiner Westflanke vom Concordiaplatz aus zu sehen. Sein Südfuß besteht aus steil südfallenden Bänderkalken, ebenso ein niedriger Kamm, der zum Massiv des G V nach Süden überleitet. Steiles Südfallen zeigen auch die bräunlichgrauen Kalke und Dolomite, die zusammen mit weißlichgelben Kalken den nordwestlichen Vorberg des G V aufbauen. Der G V selbst zeigt diese weißlichgelben Kalke (G II-Gipfelkalke) in seinem Nordgrat. Sie werden in der Nordflanke abgelöst von grauen Bänderkalken. Graubräunliche Kalke und Dolomite ziehen als steiles Band in der Ostflanke zwischen Eis und Schnee von S nach N zum Gipfel empor, der wiederum aus den weißlichgelben Kalken besteht. Die brecciösen Kalke und Dolomite zeigen sich an wenigen Stellen auch an der Südostflanke des Berges.

In seiner Nordostflanke zeigt der G VI, der letzte der Gascherbrum-Gruppe, zwischen Eis und Lawinenbahnen knapp auf halber Höhe schwärzliche Mergelkalke, die im nördlichen Teil von gelblichen und diese von grauen, gebankten Kalken überlagert werden. Wesentlich interessanter ist, wie Abb. 30 zeigt, seine Südostflanke, die im Panorama V nicht sichtbar wird.



Abb. 30. Blick auf die Ostflanke und den Südost-Sporn des Gascherbrum VI.

Steil südfallend werden an seinem Ostfuß noch schwarze Phyllite sichtbar. Südlich darüber folgen Bänderkalke, darüber die graubräunlichen, brecciösen Kalke und Dolomite, die einen schmalen Zug weißlichgelber Kalke tragen. Ein mächtiges Paket von Bänderkalken, die hier bräunlich und gelblich werden, mit Einschaltungen von schwärzlichen Mergelkalken, nimmt einen

großen Teil der Südostflanke über den weißlichgelben Kalken ein, von denen ein senkrecht von oben einspießender Keil aus der Gipfelregion herabstößt und in den höheren Teilen die Bänderkalke von den schwarzen Phylliten trennt, die nach Süden bis zur Mündung des Gascherbrumgletschers in den Baltoro, im südlichsten Teil von Konglomerat-Breccien unterbrochen, die Vorgipfel des G VI aufbauen.

### III/10. Ein Blick hinter die Kulissen der Gascherbrum-Gruppe (Panorama VI)

Wie eine Mauer umschließt die Gascherbrum-Gruppe den südlichen Gascherbrumgletscher, sodaß von dessen Firnkessel aus nur ein schmaler Ausblick nach Süden auf den Baltoro möglich ist. Umso großartiger ist das Bild, das sich von der Gipfel- und Sattelregion aus bietet. Ein Meer von Bergen wird sichtbar, unter ihnen jene, die bis dahin hinter den Kulissen der Gascherbrum-Gruppe im Nordwesten, im Norden und im Osten verborgen waren, von nördlich des K<sub>2</sub> bis jenseits des Shaksamtales zu den Ketten des Kun Lun.

Jene Gebirgsteile, welche nicht unmittelbar an die bereits bekannte und beschriebene Region anschließen, lassen nur ausnahmsweise einzelne Feststellungen über ihren geologischen Aufbau zu, wie etwa zwei Stellen jenseits des Shaksamtales (Panorama VI), die durch überdeutliche Stratifikation weithin ihre sedimentäre Natur, darüber hinaus aber keinerlei Einzelheiten erkennen lassen. Im großen und ganzen handelt es sich bei den Bergen Sinkiangs jenseits des Shaksamtales um Sedimentserien, die stellenweise von (sauren) Intrusivkörpern durchbrochen sind, was aus H. DE TERRA's und den neueren russischen Forschungsergebnissen sowie jenen C. VISSER's weiter im Südosten ebenfalls hervorgeht.

Gestattet der Fernblick nur solche äußerst summarischen Aussagen, so lassen sich doch die in der Gascherbrum-Gruppe zugänglichen Gesteine gut weiterverfolgen in die unmittelbar benachbarten nördlichen Vorberge. Erst wo ihre nach Norden abgewendete Seite den Einblick verwehrt oder Gletscher- und Schneebedeckung mit größeren Flächen über Gesteinsgrenzen hinweggreift, stellt sich erneut Unsicherheit in der Beurteilung ein, die mit zunehmender Entfernung größer wird und schließlich jede Aussage zur Vermutung werden läßt.

Deutlich verfolgbar sind zum G I hin Bänderkalke, die am Südrand des Nordöstlichen Gascherbrumgletschers (siehe geologische Karte der Gascherbrum-Gruppe, Tafel 8) gegen Südwesten aufsteigen, unterlagert von den bekannten graubraunen, brecciösen Kalken und Dolomiten, die aufgefaltet sind. Die Bänderkalke werden von schwärzlichen Mergelkalken (vom Typ der G IV-Nordseite) überlagert.

Graubraune Kalke und Dolomite bilden auch an beiden Ufern des unteren nordöstlichen Gascherbrumgletschers die Unterlage von Bänderkalken, die in den höchsten Teilen des Nordufers noch schwarze Kalke tragen. Diese bauen auch den südlichen Teil des Doppelgipfels und den Kamm des unmittelbar nördlich vom G II gelegenen Vorberges auf, während

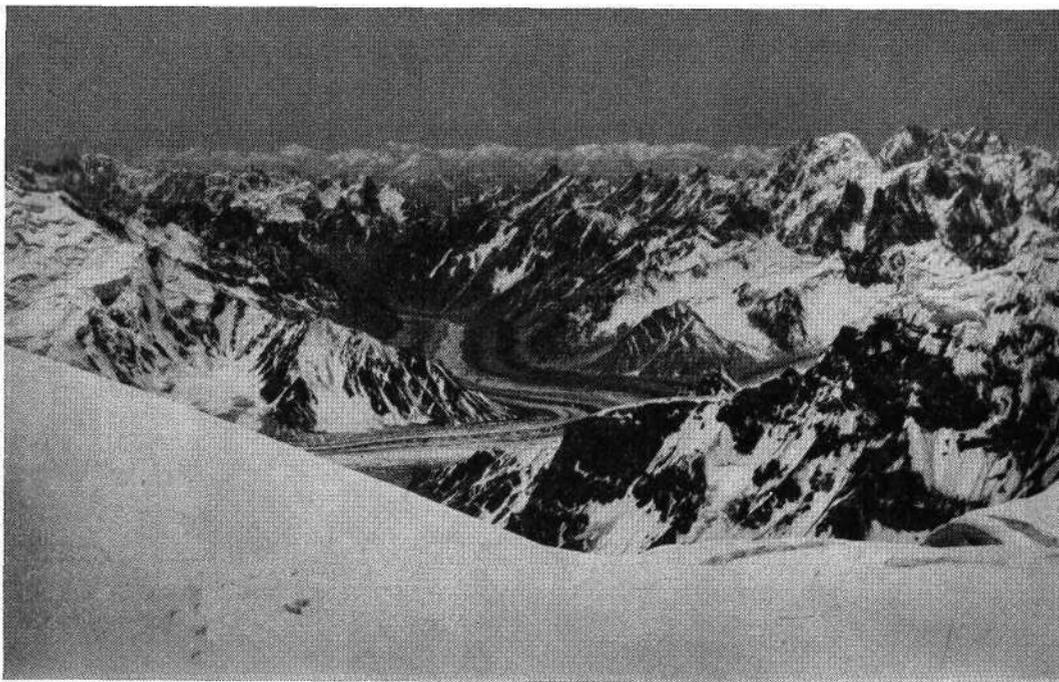


Abb. 31: Blick aus der Gegend des Conway-Sattels nach SE, in das zerfurchte Gesicht des östlichen Karakorum, das den Namen „Schwarzes Felsgebirge“ nicht zu Unrecht führt. Wie eine Riesenstraße zieht der Siatschen-Gletscher nach Südosten. Die schwarzen Phyllite des Baltoro Kangri setzen sich nach Osten und Südosten (links) fort. Phot. Ratay.



der nördliche Teil des genannten Doppelgipfels Bänderkalke zeigt. Von diesem zum nördlichen Gascherbrumgletscher fällt eine Felskante ab, die als Unterlage der Bänderkalke des Nordgipfels wieder die brecciösen Dolomite und Kalke erkennen läßt. Schwärzliche Mergelkalke über Bänderkalken sind an der tiefen Ostflanke des Broad Peak über dem nördlichen Gascherbrumgletscher zu sehen. Weiter nördlich, ebenfalls am Westufer des nördlichen Gascherbrumgletschers finden die schwarzen Phyllite des nordöstlichen Godwin Austen-Gletschers ihre Fortsetzung.

Was zur Auswertbarkeit des Panoramas im Norden und Osten der Gascherbrumgruppe festgestellt wurde, gilt in gleicher Weise auch für den Ausblick gegen Südosten, der sich aus der Gegend des Conway-Sattels bietet (Abb. 31). Hier sind es lediglich die schwarzen Phyllite, die vom Baltoro Kangri her weiter verfolgbar sind, während man von keiner der sichtbar werdenden helleren Felspartien mehr sagen kann, um welche Gesteine es sich handelt — ob hier erneut Granite zum Durchbruch kommen, oder ob hangende sedimentäre Serien eingebaut sind —, weil die Zusammenhänge mit Bekanntem nicht sichtbar sind. Sowohl das eine wie das andere ist denkbar. Doch mit Vermutungen ist hier nichts gewonnen, sofern sie nicht zur Anregung entscheidender Untersuchungen werden können.

Die Abb. 31 ist über das Geologische hinaus eine Rechtfertigung des Namens, den dieses schwarze Felsengebirge trägt.

#### IV. Baumaterial

Im vorangegangenen Abschnitt wurde die räumliche Verbreitung der Gesteine, die am Aufbau des Untersuchungsgebietes beteiligt sind, dargestellt, ohne im Einzelnen auf petrologischen Charakter oder stratigraphische Stellung einzugehen. Diesen somit rein beschreibenden Teil soll der folgende, in petrographische Details führende Abschnitt ergänzen. Aus den vorhandenen Gesteinsproben wurde eine Anzahl repräsentativer Stücke ausgewählt und näher untersucht, sodaß die in diesem Kapitel gegebene Beschreibung von Dünnschliffen und Handstücken einen vollständigen Querschnitt durch alle im Untersuchungsgebiet angetroffenen Serien vermittelt. Der besseren Übersicht wegen wurde keine räumliche, sondern eine petrographische Gliederung gewählt. Um trotzdem die Zuordnung der einzelnen Gesteine zu den verschiedenen Zonen, die aus dem Kapitel III bereits bekannt sind, zu erleichtern, wurde bei der Nennung der Fundorte auf beschränkte Lokalnamen verzichtet und der jeweilige größere Geländeabschnitt genannt. Damit gewinnen auch die notwendigen Hinweise auf benachbarte Gebiete und auf stratigraphische Zusammenhänge an Übersichtlichkeit.

Die kristallinen Gesteine (IV/1) umfassen im großen und ganzen, mit Ausnahme der basischen Ganggesteine, die auch im Sedimentär der Gascherbrumgruppe auftreten, den Raum vom Indus bis zum Mittleren Baltoro. Granite (IV/1/A) kommen außer im Indus-Schigar-Gebiet auch am oberen Braldu und in größter Verbreitung im Becken des Baltoro vor. Diese

Granite des Baltorogebietes, die an vielen Stellen Relikte des von ihnen aufgeschmolzenen „Daches“ (Glimmerschiefer, Amphibolite) enthalten, gehören der axialen Granit-Granodioritzone an, die das Karakorum von Nordwesten nach Südosten mit nur wenigen Unterbrechungen in seiner ganzen Länge durchzieht. Diese „Achsen Zone“ entspricht der Zone IV („zone axiale“) von H.-J. SCHNEIDER im Hunza-Karakorum. Die Granite des Oberen Braldu und des Biaho Lungma liegen am südwestlichen Innenrand der „Achsengranite“, in der Kontaktzone zu dem südlich anschließenden Zentralkristallin. Einem anderen Strukturelement des Karakorum entstammen die Indus-Schigar-Granite. Diese sind ein Teil des von D. N. WADIA durch Kontakt mit fossilbelegter Unter- und Mittelkreide als oberkretazisch bis postkretazisch erkannten Intrusivkörpers, der die Ladakh-Ketten und die Deosai-Region bis nordöstlich des Nanga Parbat-Massivs beherrscht und bis dorthin das trennende Bauelement zwischen Karakorum und Himalaya darstellt. Dieser Intrusivkomplex enthält neben den sauren Gesteinen untergeordnet auch basische und ultrabasische Magmatite.

Die Gneise (IV/1/B) sind sämtlich aus dem Kristallgebiet Schigar-Braldu-Skoro La entnommen, das südlich an die Axialzone der Granite und Diorite anschließt. Sie bilden in dieser Einheit Kerne, Zungen und Lamellen, die von Glimmerschiefern mit Fetzen von Paragneis, Amphibolit und Marmor ummantelt werden. Dabei ist der Übergang von Gneis zur Hülle stets fließend, indem entweder eine stoffliche Annäherung schrittweise erfolgt oder die Laminierung der obersten Gneispartien in die Glimmerschiefer hinein immer zarter wird, bis sie schließlich ganz ausbleibt. Die Hüllgesteine sind im Abschnitt IV/1/C (Glimmerschiefer), IV/1/D (Amphibolite) und IV/2/A (Marmore, davon die ersten beiden Proben) detailliert beschrieben. Außer den genannten Einlagerungen enthält die Zone der Gneise und Glimmerschiefer saure, untergeordnet auch basische Ganggesteine sowie Einschaltungen metamorpher ultrabasischer Gesteine. Auf sie wird weiter unten noch einzugehen sein. Sie scheinen, da sie stets an der Basis überschobener Sedimentschollen oder in deren Nähe auftreten, tektonisch in den Verband des Altkristallins eingearbeitet zu sein. Die Gneis-Glimmerschiefer-Zone (Zentralkristallin) setzt sich nach Nordwesten fort und wurde von H.-J. SCHNEIDER im Raume Bar-Kukuar-gletscher-Saret-Hindi (Südseite des Batura Mustagh) Zone III genannt. Ihre Fortsetzung nach Südosten verläuft nördlich des Schaiok, bei der Einmündung des Nubra sendet sie einen Ast nach Nordnordwest, der den Granitkomplex der Saltoro Kangri-Kette von jenem des Saser Kangri trennt. Bei Schaiok übersetzt sie den gleichnamigen Fluß, indem sie ihr südöstliches Streichen beibehält. Am grabenartigen Einbruch des Pangong Tso streicht sie schließlich nördlich vorbei und baut das Gebiet zwischen dem Pangong Tso-Graben und der südlichen Tschang Tschemo-Kette (südlich der Granitachse der Marsimik La- und Domdschor La-Region) auf (H. DE TERRA, 1930). Ein isolierter Span der Gneis-Glimmerschiefer-Zone streicht nördlich der eben genannten Hauptzone von Panmah Mustagh nach Südosten, quert das Baltorobecken unterhalb des Mascherbrum und setzt sich, immer umschlossen und stark aufgearbeitet von den Graniten der „zone axiale“, bis südöstlich des Saltoro Kangri fort. Im Baltorogebiet äußert sich das Durchstreichen dieses Schieferzuges in der starken

Zunahme von Glimmerschiefer- und Amphibolit-Relikten innerhalb der Granite zwischen Liligo und Lungka.

Grüngesteine (IV/1/E) als Einschaltungen in den Glimmerschiefern des Braldu-Gebietes wurden bereits oben erwähnt. Am Baltoro Kangri (Oberer Baltoro) treten Grünschiefer als Zwischenlagen zwischen dunklen Phylliten und Grauwacken auf. Eine weitaus größere Rolle spielen Grünsteinsteine im Gebiet des Skoro und um Schigar. Dort kommen Grünschiefer und Serpentine eng vergesellschaftet mit intensiv geschuppten Phylliten, Quarziten, Grauwacken, feinkristallinen Bänderkalken und dunklen Dolomiten vor — in einer Serie also, die auch im einzelnen ganz der „Chalt-Schieferserie“ H.-J. SCHNEIDERS (Zone II) entspricht. Diese Serie erfährt in ihrem Streichen von Schigar nach Nordwesten eine Unterbrechung zwischen Schigartal und Tschogo Lungma. Wir wissen aber von W. KICK, daß sie im Raume dieses großen Gletschers bereits wieder vorhanden ist. Ihre Fortsetzung nach Südosten ist nicht genau bekannt, ein Äquivalent könnten aber die von M. S. KRISHNAN als (höheres) Paläozoikum bezeichneten Gesteine des Pangong Tso-Grabens darstellen, eine Annahme, die auch den Beobachtungen von H. DE TERRA nicht widerspricht.

Grüngesteine finden sich auch im trennenden Intrusivkomplex zwischen Karakorum und Himalaya im Talbereich des Indus sowie in den anschließenden Gebirgstteilen. Es handelt sich hier offenbar um Relikte von basischen bis ultrabasischen Gesteinen, die noch vor der alpinen Intrusion der sauren Hauptmasse dieses Komplexes metamorphosiert worden sind. Die Grünsteinsteins-Schollen, die ganze Bergzüge und -stöcke aufbauen, zeigen in den breiten Kontaktzonen zu den umgebenden jüngeren Graniten Gesteinstypen, die, makroskopisch dem Habitus von Grünsteinsteinen sehr nahe stehend, nach dem Dünnschliff als Hornfelse zu bezeichnen sind. Infolge ihrer engen genetischen Verknüpfung mit den Grünsteinsteinen werden diese Kontaktgesteine im selben Abschnitt (IV/1/E) beschrieben.

Wie bereits eingangs erwähnt, sind saure und basische Ganggesteine (IV/1/E/a und b) in fast allen Teilen des Untersuchungsgebietes anzutreffen. Während aplitische und pegmatitische Gänge vorwiegend auf die kristallinen Zonen beschränkt sind und nur im Bereich des Mittleren Baltoro in die tiefsten Teile der sedimentären Tethys-Karakorum-Serie hineingehen, haben die basischen Gänge im Sedimentär des Oberen Baltoro und der Gascherbrum-Gruppe relativ große Verbreitung.

Besondere Erwähnung verdienen die Pegmatite von Dusso, die in nicht allzuferner Vergangenheit Aquamarine geliefert haben sollen und in denen heute noch prächtige Exemplare von Bergkristall und Turmalin sowie Riesensfeldspate zu finden sind.

Bei den Ausführungen über die Verbreitung der kristallinen Gesteine blieb bisher eine Zone ungenannt, die zwischen der Serpentin-Grünschiefer-Schuppenzone von Schigar mit ihren sedimentären Anteilen und der Intrusionszone der Indusfurche liegt. Diese bisher nicht behandelte Einheit streicht entlang der Südflanke der östlichen Haramosch-Kette, übersetzt das Schigartal in der Gegend des Yarba Tso und streicht weiter nach Osten. Sie baut sich größtenteils aus zum Teil injizierten Glimmerschiefern auf, die im Süden sehr eintönig, gegen Schigar zu aber durch das Auftreten von Amphibolit- und Marmorzügen sowie durch Aplit-Schwärme aufgelockert sind. Ihre Entsprechung im Nordwesten findet diese Zone offenbar

in der Rakaposchi-Kette, wie die Aufnahmen von H.-J. SCHNEIDER gezeigt haben, der sie in seiner Gliederung „Zone I“ nennt und feststellt, daß diese Einheit im Raume Gilgit tektonisch bereits zum NW-Himalaya-System gehört, ein Untersuchungsergebnis, dem im tektonischen Abschnitt noch Beachtung zu schenken sein wird. Denn in unserem Untersuchungsgebiet und weiter im Südosten ist diese Zone ein echtes Karakorum-Bauelement, das nach allem, was aus dem SE-Karakorum bekannt ist, gegen das Südost-Ende der Saloro-Kette sich nach Ausbleiben der Grüngestein-Phyllit-Serie („Chalt-Schieferserie“) mit jenem Zentralkristallin direkt verbindet, das im Braldu südlich der granitischen Achsenzone durchstreicht und von dem wir wissen, daß es der Zone II von H.-J. SCHNEIDER im NW-Karakorum entspricht.

Neben den Marmoren, die als Schollen und als linsenförmige Einlagerungen in der Zentralkristallin-Serie im Braldugebiet und im Skoro- und Schigargebiet liegen, gibt es in der gleichen Region auch schwächer metamorphe Kalke, die meist gebändert sind und die zur überschobenen Masse von Tethys-Karakorum-Serien im Biaho-Lungma, im Mascherbrum-Mungo Gusor- und Koser Gunge-Zug gehören. Typisch für diese Marmore ist das letzte der in Abschnitt IV/2/A beschriebene Stück.

Bei der nun folgenden Betrachtung der Sedimentgesteine, deren Einzelbeschreibungen im Abschnitt IV/2 zusammengefaßt sind, soll vorerst der bereits mehrmals gebrauchte Begriff des Tethys-Karakorum eine kurze Erläuterung erfahren. H.-J. SCHNEIDER hat ihn in seiner Zonengliederung des NW-Karakorum eingeführt (Zone V a und V) und mit dem Satz umrissen (1957, S. 436):

„Seiner paläogeographischen Stellung entsprechend ... herrschen in diesem nördlichsten Bauelement des NW-Karakorum die mächtigen Kalk-, Dolomit- und Schiefererien der jungpaläozoischen-mesozoischen Tethys.“

Im allgemeinen gilt diese Begriffsbestimmung auch für den mittleren Teil des Karakorum, wengleich hier einige Veränderungen nicht nur in tektonischer und räumlicher Hinsicht, sondern auch in bezug auf Fazies und besonders durch allgemein stärkeren Grad der Metamorphose in unserem Gebiet zu berücksichtigen sind. Im NW-Karakorum konnte H.-J. SCHNEIDER Faunen finden, die nach seinen eigenen Angaben zwar spärlich sind, aber eine genauere Bestimmung zulassen, während in unserem Teil des Zentralkarakorum die Gesteine immerhin so stark rekristallisiert sind, daß die an sich gewiß nicht seltenen Fossilreste keine weitere Aussage erlauben, als daß es sich wahrscheinlich um Jungpaläozoikum handelt, Mesozoikum oder Jüngeres hingegen auszuschließen ist. Dies bezieht sich auf die im Abschnitt IV/2/D/a beschriebenen Kalke.

Trotz der verschiedenen Eigenheiten läßt sich die Gesteinsfolge des Tethys-Karakorum unseres Gebietes mit jener des Nordwestens parallelisieren, zumindest was die tieferen (paläozoischen) und die höchsten (? alttertiären) Glieder betrifft. Die mesozoischen scheinen, wie schon gesagt, zu fehlen.

Hier wie dort bilden die schwarzen Phyllite und Schiefer die Basis der ganzen Serie. An keiner Stelle des Karakorum ist es bisher gelungen, ihr Alter durch Fossilfunde genau festzulegen. Sie treten zusammen mit Einschaltungen von Quarziten und Grauwacken auf, im Gebiet des Oberen Baltoro enthalten sie grobe Quarzkonglomerate, an der N-Flanke des Baltoro

Kangri auch Grünschiefer. H.-J. SCHNEIDER verweist auf die starken faziellen „Anklänge an die mittelkarbonen ‚Fenestella-Shales‘ des Himalaya (WADIA 1953, S. 163)“. Immerhin bleibt, solange eine Altersbestimmung nicht gelingt, theoretisch die Möglichkeit offen, daß es sich hier um ältere, etwa tiefpaläozoische Gesteine handeln könnte. Weit mehr Wahrscheinlichkeit hat allerdings die Annahme, daß es sich um Gesteine handelt, die auch zeitlich enger an die sie überlagernden Serien geknüpft sind (Unter- oder Mittelkarbon).

Auf den gebietsweise recht unterschiedlichen Grad der Metamorphose der basalen Schiefer wird im tektonischen Abschnitt noch einzugehen sein.

Zwischen den schwarzen Schiefen und den mächtigen Kalk-Dolomit-Serien des Tethys-Karakorum schalten sich im Zentralkarakorum durchwegs Quarzite und Kalkschiefer ein (IV/2/B/a und b).

Die Kalke und Dolomite sind unter IV/2/D ausführlich beschrieben. Wie bereits oben erwähnt, scheinen sie in unserem Gebiet nur den jungpaläozoischen Teil der Tethys-Serie zu umfassen. Durch die im Abschnitt IV/2/D/a angeführte Gattung *Reophax*, die vom Unterkarbon an auftritt, ist die untere Altersgrenze fixiert. Durch den von G. O. DYHRENFURTH erwähnten Fund von *Neoschwagerina craticulifera* sind permische Elemente nachgewiesen. Die von A. DESTO ausgesprochene Vermutung, es könnten auch mesozoische und jüngere Glieder der Serie vorhanden sein, hat sich, was das Gebiet des Oberen Baltoro und die Gascherbrum-Gruppe betrifft, nicht bestätigt, jedenfalls nicht, soweit die Kalke in Betracht gezogen werden.

Anders wird das Bild allerdings, wenn man die klastische Serie („Bunte Serie“) ins Auge faßt (IV/2/C). Sie ist in den allgemein sehr intensiven Faltenbau der Kalkserien nicht einbezogen, sondern liegt diesem mit stets sehr deutlicher Diskordanz auf. Diskordanzen sind selbst an solchen Stellen noch gut erkennbar, wo es zur Einfaltung der tiefsten Teile der klastischen Serie in die obersten Partien der Kalke kommt. Zwischen den Kalken und der an einigen Stellen Gips führenden klastischen Serie treten Gesteine auf, die ihrem Habitus nach den alpinen Werfener Schichten sehr ähnlich sind und von denen mit einiger Sicherheit anzunehmen ist, daß sie tatsächlich tieftriadische Elemente sind, da sie Permalken aufliegen und in den Faltenbau der Kalkserie voll einbezogen sind (IV/2/B/c und d). Im übrigen sind es vorwiegend Konglomerate und Sandsteine, die sich am Aufbau der klastischen Serie beteiligen. Die Konglomerate enthalten fast ausschließlich Komponenten, die den Gesteinen der benachbarten Kalkserie entsprechen, ebenso weisen die unbestimmbaren Fossilreste in den Komponenten Ähnlichkeiten mit jenen der Kalke auf. Die meist schwache Kantenrundung läßt zudem auf geringe Transportweiten schließen. Die klastische Serie ist daher als Produkt von Abbauerscheinungen in der unmittelbaren Nachbarschaft anzusehen. Es besteht kein Zweifel, daß diese Konglomerate vollkommen jenen entsprechen, die H.-J. SCHNEIDER vom NW-Karakorum beschreibt und daß die Sandsteine der klastischen Serie dort ihr Äquivalent in den Sandsteinen besitzen, die zuerst das Bindemittel der Konglomerate bilden, in den hangenden Teilen aber selbständige Bänke bauen, wie dies auch im Zentralkarakorum (Gascherbrumgruppe) beobachtet werden kann. Eine weitere Gemeinsamkeit stellt die tektonische Überarbeitung der Konglomerate im Zuge der alpinen Gebirgsbildung durch eine oder mehrere

der späten Phasen dar. H.-J. SCHNEIDER, der auf die Beschreibung entsprechender Gesteine aus dem Ostkarakorum durch H. DE TERRA und aus dem Tschitral (Yasin) an der südlichen „Innenseite“ des Nordwestkarakorum durch H. H. HAYDEN hinweist, nennt die Konglomerate eine „letzte tektonogenetische Zeitmarke der alpidischen Orogenese zwischen E-Karakorum, S-Pamir und Chitral-Hindukush“ und hebt ihre solcherart bis dahin unerkannte Bedeutung hervor. In der Tat geben nicht nur ihre innere und äußere Deformation, sondern auch ihre Verbreitung und Stellung wichtige Aufschlüsse sowohl über tektonische, als auch über die in diesem Abschnitt mehr interessierenden paläogeographischen Verhältnisse im höheren alpinen Zyklus. Die altersmäßige Einstufung der weitverbreiteten Konglomerate kann als ziemlich gesichert angesehen werden, da H. DE TERRA im Ostkarakorum, wo sie mariner Oberkreide diskordant auflagern, in ihnen Senon- und Dan-Kalke fand. Für alttertiäres Alter sprechen auch die Beobachtungen TIPPERS im Tschitral, wo ebenfalls Oberkreideseerien die Unterlage der Konglomerate bilden, wobei dort das Fehlen des tieferen Mesozoikums (Trias, Jura), das H.-J. SCHNEIDER besonders vermerkt, eine ganz auffällige Parallele zu den Verhältnissen darstellt, wie die Gascherbrum-Gruppe sie darbietet. Es zeigt sich somit, daß Teile des Südrandes des Tethys-Karakorum vom Perm bis hoch in die Oberkreide hinein nicht mehr in das Ablagerungssystem der Geosynklinale einbezogen waren, sondern sich bereits während dieser Zeit an die zum großen Teil landfest gebliebenen kristalline Zentralzone angeschlossen hatten, eine Entwicklung, mit der sich das spätere tektonische Eigenleben, welches das Zentralkarakorum mit seinen Südüberschiebungen im Rahmen des ganzen Systems führt, anbahnt. Weiters zeigt sich, daß der flache Sedimentationstrog, in dem die klastische Serie zur Ablagerung gelangte, nicht innerhalb des Tethys-Raumes allein seine Verbreitung fand, sondern auf dessen Südrand übergriff und über diesen hinaus, an einigen Stellen wenigstens, in das kristalline Schwellengebiet vordringen konnte. Welche tektonischen Konsequenzen sich aus diesen Beobachtungen ergeben, hat schon H.-J. SCHNEIDER umrissen.

Bevor wir zur Detailbeschreibung der Gesteine übergehen, sind zur Ergänzung noch einige Hinweise auf die sedimentären Anteile der Schuppenzone von Schigar-Skoro, die der „Chalt-Schieferserie“ entspricht (H.-J. SCHNEIDER, Zone II) und deren Grünschsteine bereits ausführlicher behandelt wurden, zu geben. Es handelt sich neben Grauwacken und Quarziten um serizitische Schiefer, kieselige Schiefer, Phyllite (IV/2/B/d: 46/102, 47/103) sowie schwach metamorphe Sandkalke und Dolomite. An der Basis der einzelnen Schuppen stellen sich die Grauwacken und Quarzite ein. Von H. H. HAYDEN wurde die entsprechende Serie im Raume Yasin auf Grund einzelner Fossilfunde und mit Hilfe lithologischer Vergleiche in den zeitlichen Rahmen Silur bis Perm, im großen und ganzen also Paläozoikum, gebracht. H.-J. SCHNEIDER, der diese Einstufung durch HAYDEN einer kritischen Betrachtung unterzieht, nennt verschiedene Hinweise, nach denen „wenigstens die eruptiven und intrusiven ‚Grünschsteine‘ dem oberkretazisch-alttertiären Magmatismus ... zuzustellen sind“. In unserem Untersuchungsgebiet läßt sich die damit aufgeworfene Frage nicht entscheiden. Die sedimentären Gesteine der Schuppenzone deuten infolge ihrer guten Vergleichbarkeit mit den Gesteinen der tieferen Tethys-Karakorum-

Serien und infolge der Nachbarschaft von überschobenen Teilen derselben hier darauf hin, daß es sich um genetisch mit diesen verknüpfte, jedoch bereits primär, also sedimentär stark reduzierte Randelemente derselben handelt, deren tektonische Loslösung vom Hauptkörper des Tethys-Karakorum sich bereits frühpalin angebahnt hat. Die Auffassung, daß der Grüngesteinsanteil der Schuppenzone genetisch mit der beginnenden alpinen Trennung des Karakorum vom Himalaya zusammenhängen könnte, hat tatsächlich tektonisch gesehen einige Wahrscheinlichkeit.

#### IV/1. Kristalline Gesteine

##### IV/1/A. Granit

Prb.Nr.: 1/G.: Mittel- bis grobkörniger leukokrater Granit mit massigem Gefüge. 3 mm große Quarze, porzellanartige Feldspate derselben Größe und auch etwas darunter. Als dunkler Gemengteil kommen  $\frac{1}{2}$  bis 1 mm große Biotittafeln vor.

UdM: Quarz tritt in stark zerlappten undulösen Körnern auf. Meist sind mehrere Körner aggregiert. Die Körner besitzen auch verschiedene Korngrößen.

Plagioklas tritt in frischen, schön verzwilligten zur Idiomorphie neigenden Kristallen auf. Immer ist Zonarbau vorhanden. Die Zentren führen bis  $An_{30}$ , die Ränder sinken bis  $An_{10}$  ab. Meist trifft man auf ein großes einheitliches Zentrum, gegen den Rand zu Anlagerungen von dichten Zonen, mit gelegentlichen schmalen Rekurrenzen im Mittel-Oligoklasbereich.

Kalifeldspat ist immer scharf gegitterter aderperthitischer Mikroklin mit  $2V_x$  um  $80^\circ$ . Er ist entschieden spätere Bildung als der Plagioklas, denn er wächst als Zwischenfüllmasse unter Umschließung von Plagioklasen, die dann Albitsäume führen. Seine Formen sind immer unregelmäßig. Myrmekitbildung nur an Grenzen gegen Plagioklasen unter Einbuchtung dieser Körper gegen den Kalifeldspat.

Biotit in Aggregationen, oder auch in Einzelkristallen vorhanden. Z = dunkelgrünbraun, X = hellgelb,  $2V$  um  $0^\circ$ . Manchmal von Spalt- rissen aus Umwandlung in Pennin. Keine pleochroitischen Höfe, obwohl Zirkon vorhanden ist. Wenig Epidotkörnehen. Apatit, Magnetit.

Fundort: Indus-Nordufer NE Skardu.

##### IV/1/B. Gneise

Prb.Nr.: 2/A, 3/B, 4/75: Mittelkörniger, ziemlich leukokrater Gneis. Die Schieferung, die durch Biotitzellen ausgeprägt ist, ist nicht immer durchlaufend. Die Zellen sind meist unterbrochen und es resultieren fischähnliche Gebilde.

UdM: Quarz ist ein wesentlicher Gemengteil dieses Gesteins und tritt vielfach als stark suturiertes Pflaster auf. Er zeigt mitunter recht starke undulöse Auslöschung.

Der Plagioklas ist mit dem Quarz etwa gleichkörnig. Überhaupt zeigt das erwähnte Gestein keinerlei porphyroblastische Struktur. Dieses Mineral

ist immer verzwillingt, wobei das Albitgesetz vorherrscht. Die Lamellen sind oft leicht gebogen und sind gelegentlich schwach versetzt. Der Anorthitgehalt bewegt sich um 22%. Zonarbau ist fast nie entwickelt. Die Plagioklase führen vielfach Tropfenquarze als Einschlüsse.

Kalifeldspate treten gegenüber Plagioklas sehr stark zurück. Hierbei handelt es sich um gitterungsfreie Mikrokline, ohne wesentliche Perthitbildung.  $2V_x$  um  $75^\circ$ . Keine Porphyroblastenbildung, sondern ebenfalls Gleichkörnigkeit mit den übrigen Mineralien.

Biotite treten meist nur in Einzelkristallen auf. Starker Pleochroismus: Z = schwarzgrün, X = graugrün,  $2V_x = 0^\circ$ . Sie repräsentieren frische Kristalle, ohne jede Umwandlungserscheinungen.

Granaten treten in einzelnen schwach gerundeten, blaßrosa Körnchen auf. Ebenso Epidot, der natürlich zu prismatischen Formen neigt, auch manchmal zu größerer Entwicklung. Erz ist hauptsächlich Magnetit. Als hervortretendstes Akzessorium ist Apatit vorhanden. Außerdem ist Titanit gefunden worden, bemerkenswert auch in Ringen, mit Quarz als Zentrum. Fundort: Braldu.

Prb.Nr.: 5/72: Leukokrater, mittelkörniger Gneis mit teilweise schlecht entwickelter Parallelität der Gemengteile. Heller als Typ 4/75.

UdM: Das Mineralgemenge ist sehr stark rekristallisiert und die Mineralien zeigen stark suturierte Formen, auch ist die Korngröße oft sehr unterschiedlich, jedoch kann man nicht von porphyroblastischem Gefüge sprechen.

Der Quarz ist vielfach stark undulös und sehr rissig. Dasselbe gilt auch von den anderen Gemengteilen. Hingegen ist die Zwillingslamellierung der Plagioklase intakt, wenn auch die einzelnen Körner rissig sind. Entwicklung wiederum von postkinematischen Tropfenquarzen.

Der Plagioklas ist Oligoklas ( $An_{22}$ ) und zeigt natürlich keine guten Formen, die Verzwillingung ist nach dem Albitgesetz.

Kalifeldspat ist wesentlich geringer vorhanden, es handelt sich hierbei wieder um ungegitterten Mikroklin, mit teilweise schwacher Aderperthitbildung.

Biotite sind nach Z = schwarzgrün, nach X = bräunlichgelb. Meist sind sie postkinematisch, manchmal auch parakinematisch kristallisiert. Akzessorien. Fundort: Braldu.

Prb.Nr.: 6/79: Ein granatführender leukokrater Biotitgneis. Wir sehen vereinzelt bis 3 mm große Granaten, das Gestein zeigt gutes Parallelgefüge, eingestreut liegen augenförmige (bis 3 mm) Quarz-Feldspataggregate.

UdM: Quarz ist stark suturiert und äußerst stark undulös auslöschend, auch ist Böhm'sche Streifung sichtbar. Er führt vollkommen unregelmäßige Formen.

Plagioklase sind nach dem Albitgesetz verzwillingt, gegebenenfalls zusammen mit Periklin. Chemismus um Oligoklas (23% An). Keine Füllung, sondern schön klare Körner.

Der Kalifeldspatgehalt dieses Gesteins ist sehr gering. Soweit Kalifeldspat vorhanden, ist es ein ungegitterter Mikroklin und anscheinend einer späteren Bildung zuzuordnen.  $2V_x$  um  $77^\circ$ .

Biotite sind grünlich, ziemlich stark pleochroitisch, Z = dunkelgrün, X = hellgelblichgrün.

Granat tritt in größeren Körnern zutage und führt sehr viele Quarzeinschlüsse. Blaßrosa Färbung. Eine Chloritisierung von Rissen und vom Rande aus ist bemerkenswert.

Als wichtigstes Akzessorium sind Apatitsäulen zu nennen. Fundort: Braldu.

Prb.Nr.: 7/92: Stark gestreckter, leukokrater Zweiglimmergneis. Sehr gut ausgeprägte Schieferung und Streckung.

UDM: Der Mineralbestand setzt sich aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Muskovit, Erz, Zirkon, Epidot zusammen. Das Gestein zeigt eine sehr schön entwickelte Zeilenanordnung der Minerale. Dies gilt besonders für die Quarze, die in meist kleinen, undulös auslöschenden Körnern vorhanden sind. Sie sind nur schwach suturiert. Außerdem zeigen sie eine schwache Elongation parallel zur Schieferung.

Feldspate sind praktisch nur mehr in gefüllten Resten vorhanden. Die Füllung ist grobschuppig und siedelt parallel den Spaltrissen. Außerdem gibt es Hellglimmeraggregate an den Rändern der betreffenden Stellen. Die externen Glimmerminerale schmiegen sich herum, sodaß augenartige Gebilde entstehen. In der Regel sind die Kalifeldspate weniger gefüllt als Plagioklase. Letztere scheinen mit ihrer Zwillinglamellierung durch ( $An_{26}$ ). Die Glimmer, besonders die Muskovite sind oft stark gebogen und undulös auslöschend. Auch sonst sind die Glimmer stark gebogen. Meist sind beide Glimmerarten eng vergesellschaftet und Muskovit wächst aus Biotit hervor. Erze sind hauptsächlich Magnetit. Fundort: Skoro Lungma.

Prb.Nr.: 8/93: Grobflatschiger Flasergneis. Das Gestein zeigt eine relativ gute, aber gewellte Schieferung. Einzelne Biotitaggregate bis 3 mm treten hervor. Sehr grobgemengtes Gestein.

UDM: Sehr stark zerwalzter und zerscherter Mineralbestand. Es dürfte sich wohl um ein Orthogestein handeln. Anzeichen von ehemaligen Plagioklassen sind vollkommen grob-serizitisiert. Perthitische Kalifeldspate sind besser erhalten. Die Quarze sind ausgewalzt und grob undulös auslöschend und oft vollkommen zertrümmert und zerrieben. Die Aggregate sind typisch ausgeschwänzt. Ansonsten ist das Gestein sehr feinkristallin und besteht meist aus Hellglimmer, mit großen Biotitaggregaten. Fundort: Skoro Lungma.

Prb.Nr.: 9/c: Dunkelgrauer bis schwarzer grobschuppiger Paragneis, mit sehr stark ausgeprägter Infiltration von leukokrater Material, in erster Linie Quarz, aber auch Feldspat.

UDM: Wir sehen reichlich unregelmäßige Biotitzellen, jedoch posttektonischer Kristallisation. Daneben finden sich vereinzelte Quermuskovite. Biotite sind pleochroitisch: Z = schwarzgrün, X = farblos bis grünlich.

Quarz ist sehr stark suturiert und ebenfalls äußerst stark undulös. Seine Korngröße ist sehr variabel.

Im Gestein ist fast überhaupt kein Kalifeldspat vorhanden. Meistens nur Plagioklas in sehr dünner Verzwilligung nach dem Albit- und dem Periklingesetz. Chemismus um 15% An. Die Lamellierung ist oft sehr stark gebogen und auch versetzt entlang senkrecht zur Verzwilligung

durchlaufenden Rissen. Die Plagioklaskörner sind übermäßig stark gespalten, manchmal zerbrochen. Muskovit siedelt auch an Spaltrissen. Epidotkörnchen sind allenthalben vorhanden. Apatit und Magnetit. Letzterer sehr wenig vorhanden. Postkinematische Kristallisation in bezug auf Biotit. Fundort: Braldu.

Prb.Nr.: 10/73: Schiefergneis. Ähnlich der Prb.Nr. 9/c. Zusätzlich nur eine recht gut ausgeprägte Lineation, dazu sehr gute Schieferung. Knödelhafte Injektionserscheinungen treten hervor. Rekrystallisierte Querbiotite spießen in die leukokraten Knödel ein.

Die Mikroskopie ist fast ident mit Prb.Nr. 9/c. Nur ist in den Glimmerzeilen auffallend, daß die Muskovite meist gebogen sind und undulös auslöschten, während die Biotite rekrystallisierten. Fundort: Braldu.

Prb.Nr.: 11/96: Gut geschieferter graubrauner, lagenförmiger Granat-Biotitgneis. Das Gestein zeigt grobe Biotitflatschen, weiße Adern parallel der Schieferung, die hauptsächlich aus Quarz bestehen. Kleinere querriffige Äderchen auf dem Querbruch.

Im Dünnschliff ist auch ein sehr gutes Parallelgefüge zu sehen. Die makroskopisch weißen Partien bestehen im wesentlichen aus kleinen gerundeten, schwach elongierten, wenig undulösen Quarzen. Die makroskopischen dunklen Lagen beherbergen ein feines Gemenge von undefinierbarem Feldspat und Quarz, oftmals Serizitschnüre, die alte Feldspate durchschimmern lassen. Daneben finden sich blaßrosa Granaten in unregelmäßigen Formen, teilweise jedoch mit guten kristallographischen Umrisen. Einschlüsse in diesen sind hauptsächlich Quarz und Feldspatreste.

Sehr verbreitet sind Biotitporphyroblasten, sehr oft poikilitisch struiert und dies besonders an den Rändern der großen Kristalle. Kleine sind nur Intergranularskelette.  $Z =$  hellgrünlichbraun,  $X =$  farblos.  $2V_x = 5^\circ$ . Diese Porphyroblasten aggregieren sich zu Flatschen. Keinerlei Deformationserscheinungen.

Magnetit tritt in langen, schlangenartigen Kristallen auf, manchmal gebogen. Andere als isomorphe Kristalle. Fundort: Skoro Lungma.

Prb.Nr.: 12/88: Plattiger und sehr feinschieferiger Gneis mit gut ausgebildeter Striung auf „s“, ausgeprägt durch Muskovit und Biotit. Daneben dickere dunkle Schieferungsflächen durch Biotit abgebildet.

UdM: Die Hauptmasse bildet Quarz, der in den hellen Partien zusammen mit Plagioklas vorkommt. Manchmal sind auch Plattenquarze in „s“ zu sehen, ähnlich wie bei Granuliten. Ansonsten vielfach gerundete Körner, ohne starke Suturen.

Biotit ist schön geregelt, keinerlei Querbiotite zu sehen. In den dunkleren Lagen sind sie natürlich dichter gelagert. Dort treten sie zusammen mit Epidot und Hornblenden auf. Letztere Mineralien besonders in den makroskopisch breiteren dunklen Partien anzutreffen. Biotit pleochroitisch,  $Z =$  grünlichbraun,  $X =$  hellgelb.

Epidot führt manchmal braune pleochroitische Orthitkerne. Die anderen Körner sind nur schwach pleochroitisch. Manche sind „s“-gelängt, zeigen aber in der Regel keine gute Orientierung.

Hornblenden treten nur untergeordnet auf und, wie erwähnt, in den dunklen Partien. Es handelt sich um gemeine Hornblende.  $Z =$  blaugrün,  $Y =$  grün,  $X =$  farblos bis gelblich,  $cAZ = 15^\circ$ .

Chlorit tritt teils als Umwandlungsprodukt aus Biotiten, teils in Form selbständiger Kristalle auf. Es existieren auch Querchlorite.  $Z =$  grün,  $X =$  farblos, wohl Klinochlor.

Plagioklase sind nicht übermäßig stark verbreitet. Ihr Chemismus schwankt um den Oligoklas- bis Andesinbereich und sie sind nach dem Albitgesetz verzwillingt.

Weitere Gemengteile sind wenig Karbonat, Apatit, Zirkon.

Ähnliches Bild: Prb.Nr. 13/89 nur mit etwas größeren Hornblenden. Fundort: Skoro Lungma.

#### IV/1/C. Glimmerschiefer

Prb.Nr.: 14/87, 14a/87 a: Grobschuppige Granat-Muskovitschiefer. Granat idiomorph, bis 3 mm, im Handstück 14a/87 a etwas darüber. Gesteine sind sehr dünnplattig. Fundort: Bialo Lungma.

Prb.Nr.: 15/78: Grobschuppiger Biotitschiefer. Dünnplattig, braune Farbe. Ohne Granaten. Fundort: Braldu.

#### IV/1/D. Amphibolite und Aktinolithfelse

Prb.Nr.: 16/77: Ziemlich stark injizierter Amphibolit, aber nicht regelmäßig, wenn auch die Schieferung noch sehr gut zum Ausdruck kommt. Manchmal am Längsbruch Hornblendenadeln bis  $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$  cm Länge. Am Querbruch sind teils auch quergriffige Hornblenden zu sehen. Das Injektionsmaterial ist fein-zuckerkörnig. Die Granaten sind karminrot und ocker gefärbt und besitzen Durchmesser bis zu 1 cm. Auch sind einzelne Biotite zu sehen.

UdM: Granaten: Diese sind schwach rosa gefärbt und sind nur als Intergranularschwämme vorhanden. Die Zwischenfüllung ist hauptsächlich Quarz in den bizarrsten Formen, jedoch meistens kantengerundet. An Rissen siedelt vielfach Chlorit, aber auch Quarz. Ein Quarzring trennt größtenteils den Granat vom umliegenden Gefüge.

Hornblenden: Diese sind Hauptgemengteil. Sie finden sich meist in nach der c-Achse langgestreckten Kristallen ohne gute Kopfflächen. Die größeren Kristalle zeigen deutliche poikiloblastische Struktur mit Quarzeinschlüssen. An größeren Kristallen ist manchmal eine Zwillingsbildung nach (100) zu beobachten.  $Z =$  bläulichgrün,  $Y =$  grün,  $X =$  gelblichgrün bis strohgelb.  $cAZ = 15$ — $16^\circ$ ,  $z-x = 0,0224$ ,  $2V_x = 70^\circ$ . Demnach also eine gemeine Hornblende.

Plagioklase: Sie zeigen eine typisch granoblastische Struktur ohne jede bevorzugte Wachstumsrichtung. Sie sind meist nach dem Albit- oder dem Periklingesetz verzwillingt. An manchen Körnern war Zonarbau festzustellen. Auch war das Auskeilen der Albitlamellen oft zu beobachten. Verschiedene Messungen ergaben folgende Werte: Ein inverszonarer Plagioklas führt  $An_{15}$  im Zentrum und  $An_{35}$  am Rande, ein anderer nicht-

zonarer zeigte  $An_{25}$ , ein anderer inverszonarer  $An_{23}$  im Zentrum und  $An_{28}$  am Rande. Die Plagioklase zeigen keinerlei Fülle.

Quarz: Ist das hauptsächlichste Mineral der leukokraten Partien und ist meistens als Pflaster aus wohlgerundeten Körnchen vorhanden. Ferner findet er sich in Form von poikiloblastischen Einschlüssen in Hornblenden und Granaten. Vielfach zeigen sie undulöse Auslöschung.

Biotit tritt nur in vereinzelteten Körnchen auf. In größeren Flecken ist in seiner Nähe meist Chlorit zu finden. Er ist fast einachsig und führt keine tiefe Farbtönung, jedoch herrschen die braunen Farben vor. Als Erz ist hauptsächlich Magnetit vertreten. Fundort: Braldu.

Prb.Nr.: 17/74: Hellgraugrüner Strahlsteinfels mit wirr gelagerten Kristallen, mit einer durchschnittlichen Länge von  $\frac{1}{2}$  cm.

UdM: Es handelt sich hier um praktisch reinen Strahlsteinfels. Man beobachtet wirr gelagerte Kristalle von Aktinolith. Die Kristalle sind farblos, höchstens mit einem schwachen gelblichen Stich nach z.  $cAZ = 17$  bis  $18^\circ$ ,  $z-x = 0,024$ ,  $2V_x = 81^\circ$ . An manchen Körnchen ist eine schwache Chloritisierung zu sehen. Fundort: Braldu.

Prb.Nr.: 18/85: Aktinolithfels. Ähnlich dem anderen, nur etwas grobkörniger und noch unregelter, da auch Basisschnitte im Schliiff zu sehen sind. Von Rissen in den Aktinolithen greift auch eine schwache Talkisierung um sich in sehr feinen Aggregaten. Etwas höhere Doppelbrechung als im Schliiff Prb.Nr. 17/74.  $cAZ/17^\circ$ . Fundort: Braldu.

#### IV/1/E. Grüngesteine

Prb.Nr.: 19/97: Hellgrüner Edelserpentin mit Erzschnüren.

UdM: Maschenserpentin, Z' in der Längsrichtung der Fasern. Unregelmäßige Äderung von Chalcedon (?). Das Gestein zeigt eine reichliche Erzführung in großen Kristallen oder in Staub. Im Serpentin perlartig angereicht. Oder es kann an die Chalcedone gebunden sein und tritt dort in größeren zerfressenen Kristallen auf. Es handelt sich um Magnetit, aber auch Chromit ist vorhanden. Fundort: E Schigar.

Prb.Nr.: 20/98, 21/99: Metaolivindiabas. Im Handstück grünschieferartiges Aussehen mit ehemaligen Einsprenglingen, die heute als fettige Flecken erkenntlich.

UdM: In vollkommen unkenntlicher Grundmasse schwimmen karbonatisierte Augite ( $cAZ = 42^\circ$ ) und stark zersetzte Plagioklase, die zwar noch Verzwilligungen zeigen (Roc-Tournè, Albitgesetz), aber nicht mehr vermessbar sind wegen der starken Felderteilung. Soweit noch kenntlich, handelt es sich um Andesine mit  $An_{35-42}$ . Chloritbutzen sprechen für alte Olivine. Fundort: E Schigar.

Prb.Nr.: 22/B<sub>1</sub>: Sehr feinkörniger Hornfels., bestehend aus einem Quarz-Biotit-Pflaster, dazwischen Einschaltung von Quarzschnüren mit eingestreutem Magnetit. Gestein zeigt kein Parallelgefüge. Fundort: östlich Skardu, Industal.

Prb.Nr.: 23/B<sub>2</sub>: Ähnliches Gestein wie 22/B<sub>1</sub>, jedoch mit Parallelgefüge. Zu dem oben erwähnten Mineralbestand treten kleine poikilitische gemeine Hornblenden. Fundort: östlich Skardu, Industal.

## IV/1/F. Ganggesteine

Prb.Nr.: 24/7: Augitkersantit. Graues, massiges Gestein mit großen Biotiten und wenig Augiteinsprenglingen. Einschlüsse von feldspatreichem Material und Karbonat.

UdM: Hauptsächlich Einsprenglinge von Biotit, ähnlich denen in den anderen Gängen (siehe folgende Beschreibungen). Manchmal nur stark fleckenhafte Ausscheidung von Eisenoxyd. Daneben wenige Augiteinsprenglinge. Oft zu 3—4 Individuen aggregiert. Farblos, nach Z manchmal leicht rötlich.  $cAZ = 42^\circ$ ,  $2V_z = 56^\circ$ , somit ähnlich einem diopsidischen Augit. Keine starken Umwandlungen bemerkbar.

Ansonsten Neusprossungen von Hellglimmern in den großen Grundmassfeldspaten, die nicht mehr zu vermessen sind, wegen ihrer sonst auch starken Felderzerteilung.

Die Einschlüsse sind karbonatisiert und die Feldspat sind basisch, aber nicht genau vermessbar, auch wegen der hier wiederum stark hervortretenden Felderteilung und schummerigen Auslöschung. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 25/44: Minette. Graues, massiges Gestein mit Biotiteinsprenglingen. Einschlüsse von rekristallisierten Gneisen. Biotite bis 2 mm.

UdM: Dasselbe ist im Schliiff zu sehen: Biotite mit stark gefärbten Rändern. Daneben wenig Plagioklas, vollkommen gefüllt, und K-Na-Feldspat in der Grundmasse. Es sind dies größere Aggregate, die in ihrem Gehaben zusammen mit den wirr gelagerten Biotiteinsprenglingen einer ophitischen Struktur sehr ähneln. Quarz tritt in klaren Aggregaten auf, oft mit bemerkenswerten Apatitnadeln.

Vereinzelte stark pleochroitische Hornblenden sind zu sehen in kleinen isomorphen Kristallen. Z = tiefgrün, X = bräunlich,  $cAZ 12^\circ$ .

Oft schöne Karbonatisierung mit Druckverzwillingung nach (0112). Die Grundmasse zeigt auch idiomorphe Biotite, aber viel kleiner, und Hornblenden. Sonst meist unauflösliche braune Massen. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 26/45: Minette. Braunes Gestein mit Biotittafeln bis 2 mm Größe. Einschluß von gestrecktem Gneis steckt im Handstück. Struktur ist massig, ohne Regelung.

UdM: Hauptsächlich Biotiteinsprenglinge, fast einachsige oder mit sehr kleinem Achsenwinkel. Nicht sehr stark pleochroitisch, jedoch immer mit einem dunkleren Saum in allen Lagen.

Keinerlei Feldspate als Einsprenglinge. In der Grundmasse gefüllte Plagioklasleisten und klare, aber undulös auslöschende K-Na-Feldspate. Die Optik ist nicht angebbar. Auch ist etwas Quarz vorhanden. Fundort: Gascherbrumgruppe.

## IV/2. Sedimentgesteine

## IV/2/A. Marmore

Prb.Nr.: 27/76: Weißer, grob zuckerkörniger Kalkmarmor. Enthält eisenschüssige Partien, die gelblich oder rostbraun verfärbt sind.

Rauher, höckeriger Bruch. Verwitterungsfarbe: gelblichweiß. Fundort: Braldu.

Prb.Nr.: 28/86: Grau und weiß gebänderter, feinkristalliner Kalkmarmor. Graue und weiße Lagen ohne scharfe Abgrenzung gegeneinander. Deutlich verschiefertes Gestein. Plattiger Bruch. Verwitterungsfarbe: weißlichgrau. Fundort: Braldu.

Prb.Nr.: 29/91: Weiß-grau gebänderter zuckerkörniger Marmor, in dem die weißen Lagen etwas gröber körnig sind als die grau pigmentierten.

UdM: Das einzige Mineral ist Kalzit mit schöner Druckverzwillingung und Spaltbarkeit. Die Körner sind nach „s“ schwach gelängt und zeigen oft Pigmentierung. Wenige kleine Einschlüsse von Quarz sind zu beobachten. Fundort: Skoro Lungma.

Prb.Nr.: 30/95: Lagiger Silikatmarmor. In weißem zuckerkörnigem Marmor liegen Lagen von Glimmer.

UdM: Man beobachtet vornehmlich große Kalzitkristalle mit schöner Druckverzwillingung. Manchmal sind die Körner in der Schieferungsrichtung gelängt. Die Kalzitlagen sind praktisch rein, abgesehen von kleinen Quarzeinschlüssen.

Daneben finden sich Einschaltungen von Silikatlagen mit blaßem Biotit, Muskovit, Epidotkörnchen und viel Quarz. Der Quarz ist sehr feinkörnig, ebenso der Epidot, während die Glimmerminerale zu etwas größeren Formen neigen, besonders der Biotit. Muskovit ist mehr vertreten als Biotit. Gegen den Rand der Lagen ist eine Zunahme der Korngröße beim Biotit zu verzeichnen. Pleochroismus: Z = grünlichbraun, X = farblos. Die Lagen bauchen oft aus und verengen sich an anderen Stellen wiederum. Fundort: Skoro Lungma.

#### IV/2/B. Schiefer und Phyllite

##### IV/2/B/a. Quarzite, Quarzschiefer und Quarzphyllite

Prb.Nr.: 31/14: Dunkel graugrüner Glimmerquarzit. Durch das Gestein ziehen vereinzelt Quarzschnüre. Seidenglänzende Serizit-Häute auf den s-Flächen. Plattiger, unebener Bruch. Verwitterungsfarbe: schwärzlich. Fundort: Baltoro Kangri.

Prb.Nr.: 32/62: Dunkelgrauer, feinkörniger Quarzit mit feinen Glimmer-Häutchen auf den s-Flächen. Quarzfasern schräg zur Schieferung deuten ausgeheilte Klüfte an. Kantiger, ruinöser Bruch. Verwitterungsfarbe: hell rostbraun. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 33/94: Kalksilikatquarzit: Das Gestein zeigt sehr gutes Parallelgefüge, manchmal mit eingestreuten Granaten. Einstratifizierte grünlichgelbe Epidotbänder. Ansonsten ein gutgefügter Quarzit mit unterschiedlicher Mächtigkeit der Bänderung. Allerdings ist Quarz nur etwa zu 65% vorhanden, aber das Fehlen oder Zurücktreten von Feldspat rechtfertigt seine Einstufung als Quarzit.

UdM: Die lichten Partien bestehen hauptsächlich aus feinkristallinem, meist gerundetem Quarz, die gelblichen Bänder aus Epidot, Biotit

(Z = graugrün, X = gelblich) und viel Muskovit. Aber Epidot siedelt nicht nur in den kompakten Bändern, sondern tritt auch in einzelnen Körnchen außerhalb der Bänder auf. Sie folgen im allgemeinen der Parallelorientierung des Gesteins. Dasselbe ist der Fall mit Muskovit und Biotit. Muskovit neigt zu größerer Entwicklung und herrscht auch gegenüber Biotit vor, obwohl im Handstück auch reine Biotitzellen sichtbar sind. Ab und zu eingestreute Albite und Karbonat. Erz ist Magnetit. Fundort: Skoro Lungma.

Prb.Nr.: 34/13: Dunkelgrauer Quarzphyllit mit zwei Lineationen. Sehr fein gefältelt, aber ziemlich einheitliches Gestein.

UdM: Hier ist auch starke Faltung sichtbar. Die Mineralien sind zeilenförmig angeordnet und folgen dieser Fältelung. Serizite sind, wo in größeren Kristallen auftretend, anscheinend postkristallin deformiert, an kleineren Kristallen ist dies nicht angebar. Quarz tritt in feinstem Pflaster auf und macht etwas über 40% des Gesamtbestandes aus, auch finden sich etwas größere, dann undulöse Körner. Magnetite schmiegen sich an die Faltung an und sind recht häufig vorhanden. Sie finden sich auch in kleinen Körnern, außerhalb der Faltenzüge. Fundort: Baltoro Kangri.

Prb.Nr.: 35/15: Braungrauer, kalkführender Quarzphyllit mit stark entwickelter Fältelung und mit konkordanten Quarz- und Karbonatschnüren verschiedener Dicke. Das Gestein zeigt eine stark ausgeprägte Streckung etwa parallel der Faltenachse.

UdM: finden sich neben Serizit und klastischen, schwach rekristallisierten Quarzen (und wenig Albiten) Karbonatschnüre und -flecken. Erz ist sehr stark eingestreut. Fundort: Baltoro Kangri.

Prb.Nr.: 36/16: Schwarzgrauer Quarzphyllit ohne starke Fältelung, aber doch mit erkennbarer Streckung. Quarzinfiltration.

UdM: sieht man noch deutlich eine erhaltene Sedimentstruktur. Es finden sich klastische Quarzkörner mit schwachen Rekristallisationerscheinungen (auch wenige Albite), die in Serizit eingebettet liegen.

Serizit tritt daneben auch in gefalteten Lagen auf. Die Faltung ist aber so fein, daß sie im Handstück nur als feinste Striemung zu sehen ist. Die Glimmer scheinen parakristallin deformiert worden zu sein. Erzschnüre schmiegen sich an die Formen an. Daneben Erzkörnchen. Alle Erze sind Magnetit. Fundort: Baltoro Kangri.

#### IV/2/B/b. Kalkschiefer und Kalkphyllite.

Prb.Nr.: 37/5: Rot-grau-weiß gebänderter Kalkschiefer. Rote und graue Bänder mit maximal 3 mm Stärke wechseln einander in ebenen Lagen ab. Dazwischen schalten sich weiße Kalkbänder bis 4 mm Dicke ein, die an- und abschwellen und seitlich auskeilen können. Rote Lagen sind stärker tonig als die grauen. Deutliche Streckungsfurchen und -wülste auf den s-Flächen, die auf den roten Lagen sehr feinen, seidenglänzenden Glimmerbesteg zeigen. Plattiger Bruch. Verwitterungsfarbe: stumpf rot und grau, weiße Lagen gelblich erscheinend. Bänderung auch am verwitterten Gestein deutlich erkennbar. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 38/24: Mittelgrauer, dolomitischer Kalkschiefer. Auf den s-Flächen des laminierten Gesteins sind deutlich Streckungsfurchen

und -wülste zu erkennen. Schräg zu diesen laufen Klüfte, die mit Kalzit ausgeheilt sind. Dünnp Plattiger Bruch. Verwitterungsfarbe: hellgrau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 39/61: Dunkelgrauer, feinkörnig-sandiger Kalkschiefer. Auf den s-Flächen leichter Glimmerbelag. Rauher, plattiger Bruch. Verwitterungsfarbe: ockergelb. Fundort: Gascherbrumgruppe.

#### IV/2/B/c. Kalktonschiefer.

Prb.Nr.: 40/9: Grauer, feinsandiger Kalktonschiefer. Auf den s-Flächen des dünnlaminierten Gesteins, die spitzwinkelig zu den gut erhaltenen Lagerungsfugen laufen, sind Rippelmarken-ähnliche Streckungsfurchen und -wülste mit schwachem, seidenglänzendem Glimmerbesteg zu sehen. Unebener, plattiger Bruch nach den Lagerungsfugen. Verwitterungsfarbe: ockergelb bis graugelb. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 41/11: Dunkelgrauer, sandiger Kalktonschiefer, dünnplattig. An Bruchflächen sind schwärzliche Gebilde zu sehen, die wie tonig ausgefüllte Wurmgänge erscheinen. Plattiger, rauher Bruch. Verwitterungsfarbe: ockergelb. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 42/64: Violettroter Kalktonschiefer, etwas körnig. Das Gestein erinnert durch seinen Habitus an entsprechende Typen der Werfener Schiefer. Ziemlich ebenflächiger, dünnplattiger Bruch. Verwitterungsfarbe: bräunlichrot. Fundort: Gascherbrumgruppe.

#### IV/2/B/d. Tonschiefer und Phyllite.

Prb.Nr.: 43/63: Dunkelviolettroter, quarzführender Tonschiefer, etwas sandig. Durch sein Aussehen erinnert das Gestein an Werfener Schiefer. Unebener, dünnplattiger Bruch. Verwitterungsfarbe: schmutzigrot. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 44/66: Lichtgrüner Tonschiefer mit einzelnen, grauen Kalkschmitzen. Auf den s-Flächen: Seidenglanz durch feinen Glimmerbesteg. Das Gestein ähnelt den grünlichen Typen der Werfener Schiefer. Plattiger, unebener Bruch. Verwitterungsfarbe: bräunlichgrün. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 45/83: Feinplattiger schwarzer Tonschiefer bis Phyllit mit Pyritwürfeln, die stark oxydiert sind.

UdM stellt sich eine dichte schwarze Matrix vor mit feinen Quarzsehnüren und auch mit gelegentlich gerundeten Quarzen, die dann von den Strukturen umflossen werden. Drinnen schwimmen sehr viele kleinere Pyritkristalle, neben würfeligen Pyritporphyroblasten, mit starken Oxydationserscheinungen. Fundort: Mitre Peak.

Prb.Nr.: 46/102, 47/103: Graugrüner, matter Serizitphyllit mit kleinen Pyritwürfelchen.

UdM: sehr dichtes Gestein mit guter Schieferung und eingestreuten Pyriten. Zeilenförmige Anordnung der Mineralien. Separierung von Quarzpflaster und Serizitsehnüren und -lagen. Fundort: Skoro Lungma.

## IV/2/C. Klastische Gesteine

## IV/2/C/a. Konglomerate

Prb.Nr.: 48/49: Graues, polymiktes Konglomerat. Kantengerundete bis wohlgerundete Komponenten aus Kalk und Dolomit (dunkel) und aus feinkörnigem Dolomitmarmor (hell) erreichen Durchmesser bis 15 mm. Keine separate Grundmasse. Typischer Konglomerat-Bruch. Verwitterungsfarbe: gelblich-grau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: In Komponenten unbestimmbare Foraminiferen- und Ostrakodenreste. Diskussion: Altersmäßig nicht sicher einstuftbar (Schliff 60/386).

Prb.Nr.: 49/50: Dunkelgraues, polymiktes Konglomerat. Komponenten gut gerundet, bestehen aus dunkelgrauem, dichtem Kalk und weißlichem feinkörnigem Dolomitmarmor, erreichen Durchmesser bis 30 mm. Dunkelgraue, sandigtonige Grundmasse, etwas kalkig, überwiegt gegenüber den Komponenten. Kantiger, rauher Bruch. Verwitterungsfarbe: bräunlichgrau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 50/51: Hellgraues, polymiktes Konglomerat. Komponenten bis 30 mm Durchmesser, bestehen aus dunkleren Kalken und Dolomiten und aus hellerem, feinkörnigem Dolomitmarmor. Grundmasse: dunkel- und hellgrauer Gesteinsgrus, kalkig, unter 0,5 mm Korngröße. Bruch: typisch konglomeratisch. Verwitterungsfarbe: bräunlich. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 51/52: Buntes, polymiktes Konglomerat. In roter, sandig-feinkonglomeratischer Grundmasse sind Komponenten von dunkel- und hellgrauem Kalk und Dolomit sowie von weißem Dolomitmarmor eingebettet. Ihr Durchmesser beträgt bis 10 mm. Die Grundmasse überwiegt. Dünne Kalzitadern durchziehen das Gestein. Rauher, kantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: stumpf rot. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: Gestein ist rekristallisiert und enthält keine sicher bestimmbaren Fossilreste (Schliff 60/387).

Prb.Nr.: 52/53: Buntes, polymiktes Konglomerat. Neben dunkel- und hellgrauen Dolomiten und Kalken sowie feinkristallinem, weißem Dolomitmarmor treten gelbe Mergelkalke als Komponenten auf. Durchmesser bis 30 mm. Sandig-feinkonglomeratische, rotgelbe Grundmasse tritt gegenüber den Komponenten stark zurück. Typischer Konglomerat-Bruch. Verwitterungsfarbe: rötlichgelb. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: In einer Komponente ein Gastropodenschnitt. Diskussion: Keine Altersaussage möglich (Schliff 60/388).

Prb.Nr.: 53/54: Buntes, polymiktes Konglomerat. Komponenten: dunkelgraue und hell fleischrote bis weißliche dichte Kalke. Fleischrote Komponenten von einer Kalzithaut bis 1 mm Dicke umgeben. Durchmesser der oft nur kantengerundeten Komponenten: bis 40 mm. Grundmasse überwiegt, besteht aus kalkigem, etwas sandigem Tonmergel. Rutsch- und Glättungsflächen im Gestein deuten auf Durchbewegung. Knolliger bis kantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: rötlich. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 54/55: Ockergelbes, polymiktes Konglomerat. In feinkonglomeratischer, kalkiger Grundmasse liegen Komponenten von

ockergelbem, „speckigem“ Mergelkalk, hell gelbbraunem Mergelkalk und dunkelgrauem Dolomit, mit Durchmessern bis 10 mm. Die Grundmasse überwiegt. Rauher Bruch. Verwitterungsfarbe: hell ockergelb. Fundort: Gascherbrumgruppe.

#### IV/2/C/b. Sandsteine

Prb.Nr.: 55/70: Dunkelgrauer, feinkörniger, sehr dichter Quarzsandstein mit ring- und stäbchenförmigen Einlagerungen von Kalzit (bis 10 mm groß). Rauher, splittiger Bruch. Verwitterungsfarbe: dunkelgrau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: Gestein ist rekristallisiert und enthält keine sicher bestimmbareren Fossilreste (Schliff 60/390).

Prb.Nr.: 56/56: Dunkelgrauer, sehr feinkörniger und dichter, mergelig-toniger Kalksandstein. Muscheliger Bruch. Verwitterungsfarbe: ockergelb bis rötlichbraun. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 57/57: Dunkelroter, sehr feinkörniger Kalksandstein mit vereinzelt knotigen Einlagerungen von grauem, ockergelb anwitterndem Mergelkalk. Rauher, unregelmäßiger Bruch. Verwitterungsfarbe: bräunlichrot. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: Gestein ist rekristallisiert und enthält keine sicher bestimmbareren Fossilreste (Schliff 60/389).

Prb.Nr.: 58/67: Rötlichgrauer bis rötlichgelber, dichter Kalksandstein bis Sandkalk, darin vereinzelt Kügelchen bis 3 mm Durchmesser von rotem und grauem Kalk. Kantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: ockergelb. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 59/59: Rötlichbrauner bis gelblichroter toniger Sandstein mit guter Schichtung.

UdM: In einem Grundgewebe von unregelmäßig-zeilenförmiger Färbung (grau und braun) stecken klastische Quarze in überwiegender Zahl. Sehr wenige gefüllte Aggregate deuten auf ehemalige Feldspate. Daneben findet man jüngere Kalzitinfiltration in feinen Schnüren. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 60/58: Graubraune lithische Grauwacke, sehr dicht und fein geschichtet. Darinnen schwimmen kleine ( $\frac{1}{2}$ —1 cm) gerundete Knödel von Kalken und Marmoren.

UdM: Neben einer sehr feinen, unauflöselichen Matrix sind gerundete Brocken von Kalk und Marmor zu sehen. In der Matrix selbst stecken klastische Quarze und recht viel Plagioklas. Auch gehen die Gesteinsknödel bis in die Größe der klastischen Mineralien herab. Fundort: Gascherbrumgruppe.

#### IV/2/D. Kalke und Dolomite

##### IV/2/D/a. Kalke

Prb.Nr.: 61/38: Hellgrauer, feinkristalliner Kalk, dicht, mit silberig glänzendem Glimmerbesteg auf Haarrissen. Flächiger, höckeriger Bruch. Verwitterungsfarbe: weißlich. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 62/40: Weißer, verschieferter, feinkörniger Kalk. Ursprüngliche Lagerungsflächen deutlich erkennbar, stimmen mit den Schieferungsflächen nicht überein. Deutliche Streckungsspuren auf den s-Flächen. Flächiger Bruch, sowohl nach den Lagerungs-, als auch nach den s-Flächen. Verwitterungsfarbe: gelblichweiß. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 63/29: Dunkelgrauer Kalk, etwas körnig, mit haarfeinen Kalzitadern, weißen Punkten von Kalzit mit Durchmesser bis 1 mm und schwärzlichen, mergeligen unregelmäßig begrenzten Einlagerungen bis 8 mm Stärke. Scharfkantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: stumpf dunkelgrau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: Gestein ist rekristallisiert und enthält keine sicher bestimmbareren Fossilreste (Schliff 60/380).

Prb.Nr.: 64/30: Hellgrauer, dichter Kalk mit Kalzitadern und -flecken bis 3 mm Durchmesser. Bewegungsflächen in dem gequetschten Gestein sind mit gestriemten, verdichteten Kalzithäuten belegt. Kantiger, unregelmäßiger Bruch. Verwitterungsfarbe: stumpf grau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 65/19: Mittelgrauer, kieseliger Kalk, feinkörnig. Splitterig-kantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: bräunlich. Fundort: Baltoro Kangri.

Prb.Nr.: 66/35: Grauer, dichter Bänderkalk. Dunklere und hellere Lagen wechseln im *cm*- bis *dm*-Rythmus. Hellere Lagen keilen zuweilen zwischen den dunkleren aus. Flächiger, unebener Bruch, auch senkrecht zur Bänderung. Verwitterungsfarbe: stumpf grau, läßt jedoch die Bänderung deutlich erkennen. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 67/46: Grauer Bänderkalk. Mittelgraue und weißlichgraue Lagen, nicht über 3 mm stark, wechseln einander ab. Die dunklen Bänder sind meist stärker als die hellen, der Verlauf der Bänderung ist nahezu geradlinig. Rauher, kantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: weißlichgrau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: Gestein ist rekristallisiert und enthält keine sicher bestimmbareren Fossilreste (Schliff 60/384).

Prb.Nr.: 68/3: Rosa und grau gefleckter Kalk, dicht, „speckig“, darin viele Würfelchen von Limonit als Pseudomorphosen nach Pyrit mit Kantenlängen bis 1 mm. Kantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: ockergelb. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 69/4: Hellgrauer, feinkonglomeratischer Kalk, mit einzelnen dunkleren Komponenten bis 10 mm Durchmesser. Kantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: weißlich bis rötlichgrau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 70/25: Grauer, ockergelb geflasierter, mergeliger Kalk, stark geplättet, dicht. Im Gestein dunkelgraue und schwarze Punkte und Flecken bis 10 mm Durchmesser, in der Schichtrichtung haarfeine Klüfte mit ockergelber Füllung. Plattiger Bruch. Verwitterungsfarbe: ockergelb bis orange gelb. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 71/32: Schwärzlicher, mergeliger Kalk, gelbgrau durchädert, mit dunkelgrauen Punkten und Flecken bis zu 3 mm Durchmesser,

und mit dunkelgrauen, stengeligen Gebilden. Stumpfkantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: ockergelb bis orange-gelb, mit rostroten Flecken. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: Foraminiferenschnitte, darunter *Glomospira* sp. (häufig), *Reophax* sp. ? (1×). Ostrakodenschnitte, Gastropodenschnitte usw. Diskussion: Die Gattung *Glomospira* ist ab Silur, die Gattung *Reophax* ab Unterkarbon nachgewiesen. Zur Altersstellung ist keine sichere Aussage möglich, jedoch Paläozoikum wesentlich wahrscheinlicher als jüngere Sedimente! (Schliff 60/381).

Prb.Nr.: 72/42: Rosaroter, feinkristalliner Sandkalk. Rauher, kantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: rötlich. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: Gestein ist rekristallisiert und enthält keine sicher bestimmbaren Fossilreste (Schliff 60/385).

#### IV/2/D/b. Dolomitische Kalke und Kalkdolomite

Prb.Nr.: 73/2: Dunkelgrauer, unreiner, dolomitischer Kalk, dicht, mit haarfeinen Äderchen sowie Ringen und Punkten von Kalzit, die sich als unbestimmbare Fossilreste erwiesen haben. Höckeriger Bruch. Verwitterungsfarbe: matt gelblichgrau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 74/10: Schwärzlicher, dolomitischer Kalk, dicht, zellig durchsetzt von vielen Kalzitadern. Ruinöser Bruch. Verwitterungsfarbe: matt grau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 75/33: Mittelgrauer, dolomitischer Kalk, zerschert, mit vielen durch Kalzit verheilten Klüften und mit unbestimmbaren Fossilresten. Scharfkantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: hellgrau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 76/43: Dunkelgrauer, feinkristalliner, dolomitischer Kalk, von Haarrissen reichlich durchsetzt, die nur teilweise mit Kalzit verheilt sind. Fossilreste in Form von weißen Kreisen, Punkten und Flecken aus Kalzit, meist mit Durchmesser um 1 bis 2 mm, manchmal bis 20 mm. Kantiger, rauher Bruch. Verwitterungsfarbe: stumpf grau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: Gestein ist rekristallisiert und enthält keine sicher bestimmbaren Fossilreste (Schliff 60/383).

Prb.Nr.: 77/39: Lichtgrauer, dichter Kalkdolomit mit Fossilresten. Im Gestein sind cm-lange, stäbchenförmige und flach linsenförmige Kalzitkörper und dunkle Einlagerungen erkennbar. Muscheliger, rauher Bruch. Verwitterungsfarbe: weißlich. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Mikropaläontologischer Befund: Gestein ist rekristallisiert und enthält keine sicher bestimmbaren Fossilreste (Schliff 60/382).

Prb.Nr.: 78/47: Grauer, dichter, gebänderter Kalkdolomit. Mittel- bis dunkelgraue dolomitische Bänder, bis 12 mm stark, wechseln mit lichtgrauen bis weißlichen kalkigen Lagen in unruhiger Folge. Die Bänderung ist wellig und nach Haarrissen verworfen. Einzelne Bänder keilen aus. Die dunklen Lagen sind im allgemeinen etwas mächtiger als die hellen. Kantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: stumpf grau, läßt die Bänderung erkennen. Fundort: Gascherbrumgruppe.

#### IV/2/D/c. Dolomite

Prb.Nr.: 79/106: Dunkel bräunlichgrauer Dolomit, dicht. Zahlreiche Haarrisse, in verschiedenen Richtungen laufend, lassen das Gestein endogen brekziös erscheinen. Ruinöser, unregelmäßiger Bruch. Verwitterungsfarbe: weißlichgrau bis ockergelb. Fundort: zwischen Skoro Gaza und Skoro Dorf.

Prb.Nr.: 80/1: Lichtgrauer, sehr feinkörniger Dolomit, dicht, mit dünnen Kalzitäderchen. Rauher, kantiger Bruch. Verwitterungsfarbe: hellgrau bis gelblich. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 81/34: Hellgrauer, dichter Dolomit, mit *mm*-starken dunklen Bändern. Polyedrischer Bruch. Verwitterungsfarbe: weißlichgrau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

Prb.Nr.: 82/36: Hellgrauer, dichter Dolomit mit hell gelbgrauen Lagen. Haarrisse mit Kalzit verheilt. Kantiger, stufiger Bruch. Verwitterungsfarbe: hell gelbgrau. Fundort: Gascherbrumgruppe.

### V. Tektonische Analyse

An die stoffliche Bestandsaufnahme der beiden vorigen Kapitel knüpft sich unmittelbar die Frage nach den tektonischen Vorgängen, die zur Formung des Baumaterials und seinen Struktur- und Positionsveränderungen notwendig waren. Die Antwort auf diese Frage ergibt sich aus der tektonischen Analyse, d. h. aus der räumlichen, zeitlichen und kräftemäßigen Auflösung des komplexen geologischen Gegenwartszustandes. Dabei kommt uns ein Umstand zustatten, auf den bereits im Kapitel III hingewiesen wurde: Die natürliche Ordnung der Gesteine in „Zonen“, in Einheiten, zu denen sie infolge gemeinsamer tektonischer Vergangenheit zusammengefaßt erscheinen. Dadurch ist auch dort, wo das Fehlen von Fossilien eine direkte zeitliche Einstufung der Gesteine und Vorgänge im einzelnen nicht erlaubt, wie etwa in Kristallinserien, die Möglichkeit zur zeitlichen Gliederung des tektonischen Geschehens wenigstens in großem Rahmen gegeben. In diesem Zusammenhang gesehen, werden Diskordanzen, Verhältnis der Zonen zueinander, Grad der Metamorphose, relative Abfolge der Intrusionen und dergleichen zu wichtigen Hinweisen auf die Baugeschichte. Fassen wir daher die einzelnen Einheiten und ihre Beziehungen zu den benachbarten Zonen nacheinander ins Auge, so ergeben sich bereits aus den räumlichen Verhältnissen und aus dem inneren Zustand der Bauelemente Anhaltspunkte für die weitere tektonische Auflösung. Dabei empfiehlt es sich, mit dem „Kern“ des Gebirges, dem Zentralkristallin zu beginnen, das in geschlossener Einheit die Region des oberen Schigar-, des Braldutales, des Biaho Lungma und des Skoro La beherrscht und in einer abgespaltenen, aufgelösten Zone den Baltoro quert.

Das Zentralkristallin der Schigar-Braldu-Biaho Lungma-Skoro-Region besteht aus zwei Abteilungen, die fließend ineinander übergehen, und zwar: aus den Kernen von Orthogneis und dem Dach von Parakristallin.

Das Verhältnis des Zentralkristallins zu den benachbarten Zonen ist folgendes: im Norden und Nordosten wird es von den Intrusivgraniten der „Achsenzone“ aufgeschmolzen, bzw. „migmatisiert“, im Süden ist es der Schiefer-Grüngestein-Zone von Schigar und Skoro mit Südvergenz steil aufgeschoben. Mit flachen Überschiebungen liegen ihm selbst Schollen von mehr oder weniger metamorphen Tethys-Karakorum-Serien auf. Es ergibt sich eine Reihe von Fragen, zunächst die Frage nach dem Sedimentationsalter der Ausgangsgesteine des Parakristallins. Fossilfunde liegen bislang nicht vor und sind wohl auch kaum zu erwarten, da alle zugehörigen Gesteine, also auch die Kalke, vollständig umgewandelt sind (letztere in meist sehr grobkörnige Marmore). Auch eine primäre Überlagerung durch altersbekannte Serien fehlt. Trotzdem ist unschwer zu erkennen, daß wir im Parakristallin ohne Zweifel das älteste Bauglied des Zentralkarakorum vor uns haben, da es nicht nur von allen überhaupt vorhandenen Intrusionserscheinungen, sondern auch von tektonischen Vorgängen in Mitleidenschaft gezogen wurde, die sich auf die ältesten der altersmäßig direkt einstuftbaren Gesteine bzw. Serien noch nicht ausgewirkt haben und die daher älter als diese Serien sein müssen. Das Ausgangsmaterial des Parakristallins kann somit, da die ältesten direkt bestimmbareren Gesteine die jungpaläozoischen der tieferen Tethys-Serie sind, jüngstenfalls mittleres Paläozoikum sein, unter der Voraussetzung, daß die schwarzen Schiefer und Phyllite an der Basis der Tethys-Serien tatsächlich mit den karbonen „Fenestella-Shales“ des Himalaya zu parallelisieren und nicht etwa wesentlich älter sind. Älteres bis mittleres Paläozoikum (Silur-Devon) als Entstehungszeit für die Gesteine des Parakristallins wird auch von DAINELLI angenommen, ebenso von A. DESIO, und für das Ostkarakorum von H. DE TERRA. Für die entsprechenden Gesteine im Nordwestkarakorum stellt H.-J. SCHNEIDER fest: „Sofern ihre streichende Fortsetzung nach NW (Yasin-Chitral) sicher wäre, könnten die dort weniger metamorphen und fossilführenden Devonkalke (HAYDEN, 1916) als stratigraphisches Äquivalent angesehen werden.“ — Die nächste Frage gilt der Platznahme von Ortho-Material in der Serie des späteren Parakristallins. Mit dieser Frage verbindet sich das Problem der Umprägung dieses Materials in Orthogneise einerseits und des sedimentären Ausgangsmaterials in Parakristallin andererseits. Das fließende Übergehen von Granitgneisen in den tiefsten aufgeschlossenen Teilen der Zone (Schigartal), von Gesteinen, die Paralleltexur erst andeutungsweise erkennen lassen, über Augengneise in den höheren Teilen (unterer Braldu), bis zu Flasergneisen, Lagengneisen, Mischgneisen und schließlich injizierten Glimmerschiefern und Paragneisen sowie Amphiboliten, weist auf die enge zeitliche Verknüpfung zwischen dem Eindringen granitoiden Materials und der regionalen Metamorphose der ganzen Einheit hin. Dabei fällt eine ursprüngliche, genetische Verbindung zwischen den Orthogneisen und den — wie später noch gezeigt wird — alpinen Granitintrusionen der benachbarten „zone axiale“ von vornherein weg, da sich im Kontaktbereich des Oberen Braldu und des Biaho Lungma ohne jede Schwierigkeit nachweisen läßt, daß der alpine „Achsen“-Granit die bereits vorhandene, „fertige“ Mischungszone von Gneis und Dachgesteinen angreift, die er somit bereits als Einheit „vorgefunden“ haben muß. Einen weiteren Hinweis geben die zur alpinen Intrusionsfolge gehörenden sauren Gangschwärme, die ohne Rücksicht auf bestehende Faltungserscheinungen die Gneis-Dach-Region durch-

setzen. Ganz ähnliche Erscheinungen beschreibt H.-J. SCHNEIDER aus dem NW-Karakorum. Es ergibt sich somit für die Platznahme des Orthomaterials und die zeitlich damit eng verknüpfte Regionalmetamorphose der ganzen Zone ein Zeitraum, der mit der abgeschlossenen Sedimentation der Ausgangsgesteine der Paraserie (wahrscheinlich mit dem ausgehenden Devon) beginnt und an der oberen Grenze die Zeit der „axialen“ alpinen Intrusionen bereits ausschließt. Da außerdem die Platznahme des Orthomaterials syntektonisch erfolgt sein muß, kommt der Annahme ein hoher Grad von Wahrscheinlichkeit zu, daß die Bildung der Orthogneise sowie die Umprägung ihrer Dachgesteine in Parakristallinieren in einem vorläufig nicht näher bestimmbar Abschnitt der jungvariszischen Gebirgsbildung erfolgte. Zusätzlich wird diese Annahme dadurch gestützt, daß nördlich des Bialo Lungma ältere Strukturen des Altkristallins von den (der alpinen „Karakorum-Richtung“ NW—SE folgenden) „Achsen“-Graniten schräg abgeschnitten werden. Im NW-Karakorum hat H.-J. SCHNEIDER sehr ähnliche Verhältnisse gefunden und mit Hilfe gefügeanalytischer Methoden aufgelöst. — Ein anderes Bild zeigt die Südgrenze der Zentralkristallinen Zone, die mehr oder weniger steile Aufschiebung auf die Skoro-Schigar-Schuppenzone. Hier wird — zumindest in jenem Abschnitt, der in unser Untersuchungsgebiet fällt und das Altkristallin mit den sedimentären Elementen der Schuppenzone in Kontakt bringt — die alpine NW—SE-Richtung überhaupt nicht spürbar und es ergibt sich daraus, daß diese tektonische Linie, die ungefähr W—E verläuft, präalpin bereits soweit angelegt war, daß die folgende alpine Überprägung nicht mehr mit ihrer eigenen Richtung wirksam werden konnte, sondern nur im Rahmen der älteren aktiv wurde. Wieder zeigt sich auch hier große Ähnlichkeit mit dem NW-Karakorum, wo die entsprechende tektonische Grenzlinie zwischen H.-J. SCHNEIDERS Zonen III (unser Zentralkristallin) und II (unsere Schuppenzone) sich nicht an die jüngere NW—SE-Richtung hält, sondern in der älteren ungefähren W—E-Richtung bleibt. — Die dem Zentralkristallin mit flachen Überschiebungsbahnen aufliegenden Tethys-Karakorum-Schollen nehmen auf die älteren Strukturen der Unterlage keine Rücksicht. Sie liegen dem Zentralkristallin mit tektonischer Diskordanz auf (Kapitel III/3) und verhalten sich als tektonische Elemente bereits rein alpin, da es sich ja um jungpaläozoische (wahrscheinlich bis ins tiefere Mesozoikum reichende) Serien handelt.

Als nächste ist die Schuppenzone zu betrachten. Ihr Aufbau wurde im Abschnitt III/2 erläutert, im Kapitel IV finden sich weitere Einzelheiten. Ihr Verhältnis zur nördlich benachbarten Zone wurde oben erörtert. Im Süden wird sie von einer steilstehenden Störung mit W—E-Streichen und N-Fallen gegen einen nur wenige Kilometer breiten Streifen von Glimmerschiefern abgegrenzt. Diese Störung tritt weniger deutlich hervor als jene des Nordrandes. Die Richtung der Südbegrenzung zeigt aber, daß auch hier der „alte“, voralpine Bauplan zu herrschen scheint, daß also die ganze Schuppenzone — sowohl im Norden als auch im Süden von altkristallinen Elementen „eingespannt“ — bereits jungvariszisch als ausgeprägte Synklinalzone angelegt und durch mehrere Antiklinalzüge in sich weiter unterteilt worden sein dürfte. Aus dieser präalpinen Anlage wurde durch die weitere Einengung während der alpinen Gebirgsbildung intensive Schuppung. — Bereits im Kapitel IV wurde auf die Ansicht

H.-J. SCHNEIDERS hingewiesen, daß die Grüngesteine der Schuppenzone („Chalt-Schieferserie“) genetisch mit der alpinen Trennung von Karakorum und Himalaya zusammenhängen könnten, und wir haben festgestellt, daß dieser Ansicht vom tektonischen Standpunkt aus einige Wahrscheinlichkeit zukommt. Bei der Besprechung der Grenze zwischen Zentralkristallin im Norden und Schuppenzone im Süden wurde weiter oben gesagt, daß diese Linie dem präalpinen Bauplan folgt (W—E-Richtung), allerdings mit der Einschränkung, daß dieser Verlauf nur festzustellen ist, solange es sich um den Kontakt zwischen dem Zentralkristallin und den sedimentären Anteilen der Schuppenzone handelt. Sobald nämlich die Grenze die sedimentären Anteile verläßt und zwischen Zentralkristallin und dem Grüngesteinsanteil der Schuppenzone zu liegen kommt, schwenkt sie sofort auf die alpine SE—NW-Richtung ein, wie dies sowohl östlich des Dorfes Skoro als auch südwestlich des Schigartales gegenüber von Koschumal deutlich zu sehen ist. Es scheinen sich also in der Schuppenzone, vielleicht bedingt durch die zeitlich frühe und räumlich tiefe Anlage dieses Synklinalzuges, ganz verschieden alte und verschiedenartige Elemente in eigenartiger Weise zu verbinden. Ob es sich allerdings dabei um die Anlage der „großen ‚initialen Narbe‘“ handelt, wie H.-J. SCHNEIDER erwägt, ist fraglich, weil auch hier in dieser Zone — ebenso wie im Hunza-Karakorum — keinerlei Anzeichen einer Oberkreidetransgression vorhanden sind.

Die schmale Glimmerschieferzone südlich der Schuppenzone entspricht bis auf das Fehlen von Orthogneisen ganz dem nördlichen Zentralkristallin. Sie enthält ebenfalls Amphibolit- und Marmorzüge und wird von Apliten und Pegmatiten, besonders in ihrem nördlichen Teil, durchschwärmt. Im Süden wird sie begrenzt durch das geschlossene Aufdringen von Intrusivgraniten, die zur Indus-Intrusionszone gehören, von der bereits gesagt werden konnte, daß sie in diesem Raume das wesentliche Trennelement zwischen Karakorum und Himalaya darstellt. Der Kontakt zwischen diesen Graniten und den Glimmerschiefern ist ursprünglich intrusiv, wie Aufschmelzungserscheinungen zeigen, doch wurde die Grenzlinie allen Anzeichen nach postmagmatisch auch tektonisch noch aktiv, wodurch es zu Mylonitbildung und lokaler Verschieferung der Granite („Vergneisung“) kommen konnte, wie etwa östlich des Yarba Tso.

Wie bereits an anderer Stelle (Kapitel IV) erwähnt, ist für die zur Indus-Intrusionszone gehörenden Granite von D. N. WADIA oberkretazisches bis postkretazisches Alter nachgewiesen worden, da die Gesteine am Südrand der Zone mit fossilbelegter Unter- und Mittelkreide in Intrusivkontakt stehen (Deosai-Gebiet). In unserem Gebiet „schwimmen“ im Granit Schollen von basischen bis ultrabasischen Gesteinen (Kapitel IV), die mit Resten von breiten Hornfels-Kontaktzonen umgeben sind. — Der Einschub der Granite als trennendes Element zwischen Karakorum und Himalaya zeigt, daß die Scheidung in dieser Art erst verhältnismäßig spät, im alpinen Zyklus erfolgte und auch da nicht durchgehend wirksam wurde. Nordöstlich des Nanga Parbat hört die Intrusionszone auf und die kristallinen Bauelemente des westlichen Hoch-Himalaya (Nanga-Parbat-Kristallin) werden in der Himalaya-Syntaxis direkt in die südlichen Teile des NW-Karakorum eingebunden. Mit dem Problem der Himalaya-Syntaxis, das seinen geologischen Grundlagen nach bereits weit außerhalb unseres Untersuchungs-

bereiches liegt, hat sich D. N. WADIA und in letzter Zeit H.-J. SCHNEIDER auseinandergesetzt. Östlich außerhalb unseres Untersuchungsgebietes, und zwar im Ladakh, liegen Anzeichen vor, die es gestatten, auch eine obere zeitliche Grenze für die Entstehung des Intrusiv-Ligaments zwischen Karakorum und Himalaya zu nennen: H. DE TERRA (1930, S. 91) fand dort Eozän, das mit grobem Basiskonglomerat den Graniten transgressiv aufliegt. Daraus und aus den Beobachtungen D. N. WADIAS ergibt sich für diese südlichste Grenz-Einheit des Karakorum recht eindeutig oberkretazisches bis paläozänes Alter.

Kehren wir von dieser Intrusionszone nach Norden zur Zone der „Achsen“-Granite zurück, deren Grenze mit dem Altkristallin bereits besprochen wurde, so ergibt sich aus der Analyse ihrer Beziehungen zu benachbarten Zonen folgendes: Zum (wahrscheinlich) jungvariszisch geprägten Altkristallin mit seinen Gneisen stehen die Granite, die durchaus keine homogene Masse darstellen, worauf sowohl H. DE TERRA als auch H.-J. SCHNEIDER hinweisen, in Intrusivkontakt (Migmatisation). Im Gebiet des Mittleren Baltoro ist an vielen Stellen (Crystal Peak-S-Fuß, Mitre Peak, Mascherbrum-Basis, Pride Peak) deutlich zu sehen, daß die Granite in die basalen Teile der überschobenen und bereits teilweise ausgefalteten Tethys-Karakorum-Schollen eindringen, wobei es zu Assimilationserscheinungen wie jenen westlich des Mitre Peak kommt, die im Kapitel III/7 beschrieben und durch Abb. 26 dargestellt sind. In diesem Zusammenhang wurde auch angedeutet, daß die Gesteine der überschobenen Tethys-Serien in diesem Raume durch die „synkinematische“ Intrusion der Granite eine Plastizitätssteigerung erfahren haben dürften, da sie, trotz ihrer unmittelbaren Nachbarschaft mit den eng zerschuppten Tethys-Serien von Broad Peak und Gascherbrum-Gruppe, die eine viel starrere Verformung zeigen, „fließend“ gefaltet wurden und außerdem einen deutlich höheren Grad der Metamorphose (Rekristallisation) zeigen. Alle Anzeichen weisen somit darauf hin, daß die Intrusion der Granite zu einer Zeit erfolgte, in der die Überschiebung der heute in einzelnen Schollen vorliegenden Tethys-Serien nicht mehr in vollem Gange war, sondern bereits vor ihrem Abschluß stand. Damit knüpft sich die Frage nach dem Alter der Granite der „zone axiale“ an die Transportzeit der überschobenen Tethys-Serien. Da diese einerseits nachgewiesen jungpaläozoische und wahrscheinlich tieftriadische Gesteine enthalten, im übrigen aber Trias und Jura in diesem Gebiet fehlt, andererseits die alttertiäre „Klastische Serie“ in nächster Nachbarschaft (Gascherbrum-Gruppe) bereits über den im großen und ganzen fertigen Faltenbau transgrediert, kann die Überschiebung frühestens mitteltriadisch begonnen haben und muß spätestens mit dem Ende der Oberkreide abgeschlossen gewesen sein. Damit erweisen sich die zeitlich an die ausklingende Überschiebungs- und Faltungsbewegung gebundenen Granite der „zone axiale“ eindeutig als Bauelement der alpinen Gebirgsbildung, für die oberkretazische Bildungszeit sehr große Wahrscheinlichkeit gewinnt, sodaß also eine ungefähre Gleichzeitigkeit mit der Entstehung des Intrusiv-Ligaments zwischen Karakorum und Himalaya anzunehmen ist. — Zu einer ähnlichen Altersannahme für die „Achsen“-Granite ist H.-J. SCHNEIDER im NW-Karakorum gekommen, wobei er die letzten sauren Nachschübe aplitischen Materials und die Ergebnisse der Gefügeanalyse in seine Erwägungen einbezieht (1957, S. 473):

„Der Granodiorit der Karakorum-Achse kann nur im Zusammenhang mit der spät-oberkretazisch-alttertiären Stammfaltung aufgedrungen sein, denn einerseits weist er in den Randpartien typische Formen einer ‚synkinematischen‘ Granitisation und Migmatisierung auf, denen keine gleichwertigen Überprägungen mehr folgen. Andererseits schließt sich dem stofflich sehr verschiedenartigen Granodioritstamm nur noch die Generation der ‚posttektonischen jungen Aplitgranite‘ an, die bereits keine Deformation mehr durch den B<sub>5</sub>-Plan erkennen lassen.“

Zur Achsen-Zone gehören auch die teilweise ‚vergneisten‘ Granite des K<sub>2</sub>, die von jenen des Baltoro durch die Einschaltung der überschobenen Tethys-Serien oberflächlich getrennt erscheinen. Dadurch wird der K<sub>2</sub> zum Südostpfeiler eines isolierten schmalen Granitzuges, der südwestlich des Shaksgam, östlich am Schimschalpaß vorbei und über das Ghudscherabgebirge bis in die Gegend des Khundscherab nach Nordwesten zieht. — Nach Südosten setzen sich die ‚Achsen‘-Granite in der Saltorokette fort und werden im Nubratäl durch Tethys-Serien und Altkristallin von dem weiter nordöstlich, im südöstlichen Rimo Mustagh einsetzenden Granitstrang des Saser Kangri getrennt, der über den Schaik nach Südosten streicht und schließlich nach Osten in die südlichen Tschang Tschemo-Ketten (Marsimik La, Domschor La) einschwenkt.

Die nördlichste Baueinheit, das Tethys-Karakorum-System, zeigt in unserem Bereich eine bemerkenswerte Abweichung vom ‚normalen‘ tektonischen Konzept, wie es im NW-Karakorum und im Ostkarakorum, zumindest in dessen nordöstlichsten Teilen zu finden ist, worauf schon im stratigraphischen Teil (Kapitel IV) hingewiesen wurde. Zum NW-Karakorum ergeben sich gewisse Unterschiede sowohl hinsichtlich der tektonischen als auch der stratigraphischen Verhältnisse. H.-J. SCHNEIDER zeigt aus dem Raum zwischen Ghulkin und Kaibar ein Profil, das ohne wesentliche Lücken von den karbonen (?) schwarzen Schieferen und Phylliten bis in den Oberjura und teilweise in die Unterkreide reicht, und in dem die Granite der Achsenzone den südlichsten Teil der Serie — die in sich von mehr oder minder steilen, nordgerichteten Schuppungen zerstückt ist — an einer ebenfalls nordgerichteten mittelsteilen Aufschiebungsbahn überfahren. Auch aus dem Ostkarakorum sind durch K. LEUCHS, H. DE TERRA und R. WYSS (in Bd. III, 1940, C. VISSER u. J. VISSER-HOOFT) vollständige Tethys-Serien bekanntgeworden, die jedoch, im Gegensatz zu den nordvergenten Bewegungen im NW-Karakorum, am Südrand Südaltung zeigen. Dieser Bewegungssinn scheint sich gegen das Zentralkarakorum hin mehr und mehr zu intensivieren, wobei, etwa von der Gegend nordwestlich des Saser La an, jene Zone aus dem Südrand der vollständigen und geschlossenen Tethys-Serien heraustritt, deren Schichtfolge bis höchstens in die tiefe Trias reicht und die in Teilen weitreichenden Südüberschiebungen und im ganzen einer kräftigen Metamorphose ausgesetzt war. Spätestens im Bereich des Panmah Mustagh scheint sich diese Zone durch ihr tektonisches Vordringen nach Süden (bzw. SW) so vollständig vom Südrand des ‚echten‘, mit kompletter Schichtfolge versehenen Tethys-Karakorum gelöst zu haben, daß sie im NW-Karakorum überhaupt nicht mehr in Erscheinung tritt. Da die Bewegungen im NW-Karakorum, soweit sie die Tethys-Serien und deren Südrand betreffen, nordvergent sind, muß sich das ‚Umfallen‘ der Vergenz von Süd auf Nord im Bereich zwischen westlichem Panmah Mustagh und mittlerem Hispar Mustagh vollziehen.

Höchst interessant sind in diesem Zusammenhang die Ausführungen K. GUNDLACHS über die von ihm als „südliche Sedimentzone“ bezeichnete Einheit, die unserem Tethys-Karakorum entspricht. Aus diesen Ausführungen geht hervor, daß in dieser Zone das Wechseln der Vergenzen eine weithin zu beobachtende Erscheinung ist (1934, S. 345/346):

„JUDIN (1932) hat in einer kurzen Zusammenfassung den Bau der südlichen Sedimentzone dahingehend gekennzeichnet, daß im Norden die Bewegung mit Überschiebungen, überkippten Falten und dergleichen gegen Süden geht, während im Süden die Vergenz gegen Norden gerichtet ist. Die Grenze zwischen diesen beiden Richtungen läge etwa am Bartang-Murgab-Pschart. Die Untersuchungen von CHABAKOFF und IONIN zeigen aber, daß im Osten die Verhältnisse nicht ganz so einfach sind. Schon nahe südlich der Zentralen Muskol-Überschiebung fand CHABAKOFF am Südfuß des Muskol-Gebirges, d. h. auf dem Nordufer des Pschart und auf dessen Südufer nordwärtige Überschiebungen, die das Jungpaläozoikum der Murgab-Pschart-Wasserscheide über das Mesozoikum des Muskol-Südhangs bringen (das außerdem, wie erwähnt, auch von Norden überfahren wird). Südlich anschließend herrscht noch Nordvergenz, aber aus dem nächsten Gebiet (nicht weit südwestlich Pamirskij Post) berichtet IONIN Bewegung gegen S. Näher zum Gunt ist die Bewegung wieder gegen N gerichtet, und unfern folgt das Kristallin, das in der Nachbarschaft nach N überschoben ist. An anderen Stellen ist allerdings das Mesozoikum und Jungpaläozoikum den Gesteinen der südlichen Kristallinzone“ — die unserer ‚zone axiale‘ + Zentralkristallin entspricht! — „flach aufgelagert“.

„Auch im West-Pamir, im westlichen Ruschan wechselt anscheinend nach Tschu-JENKO (1928) die Vergenz mehrfach.“

Der Bewegungssinn innerhalb der Tethyszone und an ihrem Südrande scheint also sowohl im Westen als auch in unserem Bereich nicht einer durchgreifenden großen Anlage zu folgen, sondern von den jeweiligen, mehr lokalen Raum- und Materialverhältnissen bestimmt zu sein.

Wie im Zusammenhang mit der Alterseinstufung der Intrusion der „Achsen“-Granite erwähnt wurde, liegen Überschiebung und Faltung der Tethys-Serie unseres Raumes im wesentlichen zeitlich vor dem Aufdringen der Granite. Im NW-Karakorum konnte H.-J. SCHNEIDER (1957, S. 438) feststellen, daß der Faltenbau der Tethys-Zone älter ist als die „großtektonische Ausprägung der ‚Zonen-Struktur‘“. Auf Grund der Arbeiten von A. DESIO und G. O. DYHRENFURTH zieht H.-J. SCHNEIDER den Schluß:

„Die Tethys-Zone teilt sich also hier, um den axialen ‚Hornblendengneis des K<sub>2</sub>‘ herum, in einen nördlichen, schwachmetamorphen Aghil- und einen südlichen, hochmetamorphen Baltoro-Siachen-Ast. Das Streichen der basalen ‚Schwarzschiefer‘-Serien bildet diese Gabelung getreulich ab!“ (1957, S. 438).

Dieser Schluß entspricht den Verhältnissen nur, wenn damit gleichzeitig vom Ausdruck kommt, daß es sich bei der Trennung der südlichen, überschobenen und stratigraphisch unvollständigen von der nördlichen, vollständigen und kaum metamorphen Tethys-Zone des Aghil nicht nur um eine Gabelung, sondern um eine tektonisch bedingte Loslösung handelt. Eine Gabelung als solche „um den axialen Hornblendengneis des K<sub>2</sub> herum“ ist schon aus räumlichen Gründen nicht möglich, da, wie bereits angeführt wurde, der K<sub>2</sub> nicht eine isolierte Granit- oder Gneismasse darstellt, sondern den SE-Pfeiler eines geschlossenen Granitzuges, der nach NW schräg durch die Grenzzone zwischen dem überschobenen, metamorphen und dem nichtmetamorphen, stratigraphisch vollständigen Tethys-Karakorum durchsetzt. Auch zeitlich ist eine solche Gabelung nicht wörtlich aufzufassen, da — wie oben gezeigt — sowohl die Überschiebung als auch die Faltung der metamorphen Tethys-Teilzone nahezu abgeschlossen war, als die Intrusion der Granite der „zone axiale“, zu denen zweifellos auch die Gesteine des K<sub>2</sub> gehören, erfolgte.

Die Entwicklung, welcher die südbewegte Tethys-Teilzone unterworfen war, läßt sich in großen Zügen folgendermaßen rekonstruieren:

Bis zum Ende des Paläozoikums gehörte sie zur Geosynklinalzone der Tethys, deren Südrand in diesem Raume bogenförmig etwa über den jetzigen Panmah Mustagh, Baltoro Mustagh und die Saltorokette gegen die heutige Schaiok-Furche verlief. Mit dem mittleren Mesozoikum beginnt diese „Südrand-Bucht“ nach einer Linie, die vom Panmah Mustagh an über die Gegend nördlich des jetzigen K<sub>2</sub>, über Teram Kangri und Rimo Mustagh zur Schaiok-Furche streicht und welche die „Bucht“ abschneidet, sich entwicklungsmäßig vom nördlichen Geosynklinalbereich zu lösen: während dort bei weiterer Senkung die Sedimentation durch Trias und Jura andauert, wird im Bereich der „Südrand-Bucht“ eine kräftige Hebungstendenz spürbar, die noch während der Trias zum Ende der Sedimentation führt (Mitteltrias-Phase). Damit wird eine Reihe von Bewegungen eingeleitet, die dem frühalpinen Zyklus zuzuschreiben sind und die wahrscheinlich den ganzen südlich der fortbestehenden Tethys-Geosynklinalen gelegenen Teil des Karakorum betroffen haben, die aber in den dort bereits jungvariszisch durchbewegten Kristallin- und Sedimentserien nur zu einer Belebung und Intensivierung bereits vorhandener Strukturen geführt haben, während sie für die Sedimente der „Südrand-Bucht“ die erste Deformation und Verfrachtung gegen Süden mit sich gebracht haben. Welche Phasen des frühalpinen Zyklus dabei im einzelnen von besonderer Bedeutung gewesen sind, ist nicht zu erkennen. Wahrscheinlich ist, daß im Zusammenhang mit der Laramischen Phase eine neuerliche Senkung im Bereich der „Südrand-Bucht“ erfolgte, in deren Folge die Sedimentation der „Klastischen Serie“ möglich wurde, und sicher wissen wir, daß auch posteoäne (oligozäne) Faltungsbewegungen noch kräftig wirksam geworden sind, wie die Deformation der klastischen Serie beweist. In dieser Deformation haben wir die letzten Spuren alpiner Bewegungen in diesem Raume vor uns. Ihnen folgen nunmehr Vertikalbewegungen, die sich auf die einzelnen, in streichender NW—SE-Richtung sich erstreckenden „Blöcke“, die im Zusammenhang mit diesen Bewegungen entstehen und die bis zu einem gewissen Grad an die vorgebildete „Zonenstruktur“ gebunden sind, verschieden intensiv auswirken.

Die stärkste Heraushebung zeigt die „zone axiale“, besonders ihr Südrand. H.-J. SCHNEIDER bezeichnet die dadurch entstehenden Steilformen im NW-Karakorum sehr treffend als „junge Hebungsfrent“, ein Begriff, der sich auch im Zentralkarakorum anwenden läßt, wie die Abb. 23 deutlich macht. Neben der „jungen Hebungsfrent“ durchsetzen den Gebirgskörper auch noch andere durchlaufende Längsstörungen mit NW—SE-Streichen, so im Gebiet des Oberen Baltoro und im südlichen Teil der Gascherbrumgruppe, im Gebiet des Mittleren und Oberen Braldu und im Süden von Schigar.

Für die zeitliche Einstufung der Vertikalbewegungen steht prinzipiell der gesamte Zeitraum vom Ende der alpinen Faltungsbewegung bis zur Gegenwart zur Verfügung, sodaß grundsätzlich jungtertiäre, quartäre und rezente Bewegungen möglich sind. Tatsächlich existieren nach P. MISCHE am NW-Ende des Himalaya (Nanga Parbat-Gebiet) durch die Faltung des Jalipur-Sandsteines in der Indus-Furche Hinweise auf jungtertiäre bis altquartäre Bewegungen, während H. DE TERRA im Ostkarakorum

durch Beobachtungen von Verstellungen in den Konglomeraten der Oberkreide und des Alttertiär sowie in den darüberliegenden terrestrischen „roten Schichten“ die vertikalen Hauptbewegungen ins Altquartär stellt. Auch K. H. PAFFEN kommt im NW-Karakorum zu einer Einstufung der großen Hebungen ins Altquartär. G. O. DYHRENFURTH mißt bei der Entstehung des „Steilwandgürtels“ rezente Bewegungen größere Bedeutung zu. — Eindeutige Hinweise für die Einstufung aller Vertikalbewegungen oder für ihren Ablauf sind im Zentralkarakorum bisher nicht zu finden gewesen. Wahrscheinlich handelt es sich auch bei den „jungen Hebungen“ nicht um einen auf einen bestimmten kurzen Zeitabschnitt beschränkten Akt, sondern um eine Entwicklung ungefähr gleichbleibender Tendenz, jedoch mit wechselnder Intensität der Impulse, zwischen denen auch „Ruhezeiten“ liegen können, sodaß sich das ganze Geschehen in einem längeren Zeitraum vollzieht. Mit Sicherheit ist lediglich zu sagen, daß es im Bereich der Braldu-Störung u. a. auch noch postglaziale Vertikalbewegungen von mehreren hundert Metern gegeben hat, wie an Hand des Gletscherschliffes von Hoto (III/3) gezeigt werden konnte. Auf quartäre Bewegungen weist die unruhige Lagerung der Lockersedimente der Indus-Hochterrasse hin (III/1).

Die maximalen Höhen der vertikalen Verstellungen dürften im Zentralkarakorum bei über 10 km liegen. Die Unterkante der „Klastischen Serie“ in der Gascherbrumgruppe liegt bei 6000 m absoluter Höhe. Im Massiv des K<sub>2</sub> reichen die Granite („Gneise“) bis in die Gipfelregion (über 8½ km hoch). Etwas niedriger müssen die Verstellungen der „jungen Hebungsfrent“ im Bereich des Unteren Baltoro (Trahonge- oder Trango-Gruppe) sein, da in der Gipfelregion (um 6000 m Höhe) bereits Reste des kristallinen Daches (Parakristallin) über den Graniten liegen. Für das NW-Karakorum nimmt H.-J. SCHNEIDER Hebungen mit Verstellungen über 12 km an, weil dort der intrusive Granodiorit der „zone axiale“ noch die höchsten Gipfel (um 7800 m absoluter Höhe) aufbaut.

Die großen Mächtigkeiten von Graniten und granitoidem Material, wie sie an einigen Schnittflächen des „Blockbildes“ (siehe Tafel 9) erscheinen, mögen beim ersten Anblick übertrieben anmuten, sie werden jedoch durch die petrographischen Gegebenheiten bei Berücksichtigung des tatsächlichen Ausmaßes der Vertikalbewegungen, die den Graniten der Achsen-Zone im Zusammenwirken mit der Erosion schon zu 4000 m aufgeschlossener Mächtigkeit verholfen haben, gerechtfertigt und plausibel.

Der Auflockerung des Gebirgskörpers durch die Vertikaltektonik verdanken die basischen Ganggesteine (IV/1/F/b), die im Massiv des Baltoro Kangri und vor allem in der Gascherbrumgruppe z. T. als dunkle Felsmassen (östlich des Hidden Süd) vorkommen, ihren Aufstieg bis in die höchsten Teile der sedimentären Serien. Ihr Auftreten ist stets an die vertikalen oder steilstehenden Störungen gebunden, welche die gefalteten Serien durchsetzen und verstellen. Es handelt sich hier also um einen „finalen“ Magmatismus (Vulkanismus), der im Anschluß an den letzten Akt der alpinen Gebirgsbildung wirksam wird.

Aus der tektonischen Analyse ergibt sich die Notwendigkeit, einiges über die Nomenklatur der einzelnen Baueinheiten des Zentralkarakorum zu sagen. Bisher war bereits von Zentralkristallin und Intrusiv-Ligament

sowie von der Schuppenzone die Rede. Von H.-J. SCHNEIDER, der die einzelnen Einheiten des NW-Karakorum vorwiegend nach Ordnungszahlen anführt, wurden die Bezeichnungen „zone axiale“ und Tethys-Karakorum übernommen. Die Numerierung der einzelnen Zonen, wie H.-J. SCHNEIDER sie durchführte, hat ohne Zweifel gewisse Vorteile, da sich eine weitere Gliederung leicht unterbringen läßt (so die Abtrennung der Zone V a von der Zone V̄). Doch erscheint es infolge der guten Vergleichbarkeit der Zonen des NW- mit jenen des Zentralkarakorum nunmehr bereits vertretbar, die Einheiten mit Namen zu belegen, die den Begriffsinhalt zum Ausdruck bringen, wie dies teilweise schon der Fall ist. So gibt der Name für das nördlichste Bauelement, Tethys-Karakorum oder Tethys-Zone, bereits Aufschluß über dessen Herkunft und sedimentären Natur. Für das Zentralkarakorum wird hier eine Abtrennung des stratigraphisch unvollständigen, metamorphen und südüberschobenen Teiles der Tethys-Zone erforderlich. Eine einfache Art der Benennung ergäbe sich aus den geographischen Verhältnissen, indem man den nördlichen, vollständigen Teil als Aghil-Zone, den südlichen überschobenen Teil als Baltoro- oder Baltoro-Siatschen-Zone bezeichnen könnte, wie H.-J. SCHNEIDER von einem „Aghil-“ und einem „Baltoro-Siachen-Ast“ spricht. Doch haben die geographischen Benennungen den Nachteil, daß sie entweder die Grenzen des geographischen Begriffes nicht ganz ausfüllen oder überschreiten, und daß sie zu schwerfälligen Wortkombinationen werden, wenn sich im Laufe der Zeit herausstellen sollte, daß auch andere Gebirgstteile von der bezeichneten Einheit eingenommen werden.

Da der südüberschobene Teil der Tethys-Zone, der zwar heute in einzelne Schollen aufgelöst erscheint, ursprünglich aber zweifellos ein zusammenhängendes Ganzes bildete und die Transportweiten, denen diese Einheit unterworfen war, ihre Bezeichnung als Decke rechtfertigen — ihre südlichsten Teile dürften immerhin bis zu 50 km auf flacher Bahn gewandert sein — möchte ich für sie den Namen Tethys-Deckenzone wählen. In diesem Begriff ließen sich auch ähnliche Elemente unterbringen, falls solche im bisher noch unzureichend bekannten Zwischenstück zwischen Zentralkarakorum und NW-Karakorum (im Profil Haramosch-Kette bis Hispar-Mustagh) oder im SE-Karakorum (Saltoro-Kette) entdeckt werden sollten.

Der Begriff „zone axiale“, welchen schon — wenn auch mit anderem Sinne und in anderem Zusammenhang — G. O. DYHRENFURTH verwendet hat, läßt sich — in dem Wort Achsen-Zone etwas handlicher und mundgerechter gemacht — gut auf das intrusive „Rückgrat“ des Gebirgssystems anwenden.

Als Zentralkristallin wurde von mir die Gneis-Glimmerschieferserie zusammengefaßt, die sich südlich an die intrusive Achsen-Zone anschließt. H.-J. SCHNEIDER hat den ähnlichen Namen „kristalline Zentralzonen“ gebraucht und versteht darunter sowohl die „zone axiale“ mit den Intrusiva (Zone IV) als auch die „Serie der alten Gneise“ (Zone III), die unserem Zentralkristallin entspricht. Ich möchte die Achsen-Zone aber nicht in den Begriff des Zentralkristallins miteinbeziehen, da sie ein Bauelement von so weitgehender räumlicher und so scharf umrissener zeitlicher und genetischer Eigenständigkeit darstellt, daß sie ohne weiteres mit eigenem Namen für sich stehen kann und nicht mit dem davon ganz verschiedenen Zentralkristallin in einer übergeordneten Einheit untergebracht werden muß.

Die im Süden an das Zentralkristallin anschließende Einheit wird am ehesten durch die bereits im Vorangegangenen mehrfach verwendete Bezeichnung Schuppenzone charakterisiert. Sie entspricht der „Chalt-Schieferserie“ (Zone II) im NW-Karakorum. Daß sich dort ebenfalls die Benennung als Schuppenzone rechtfertigen läßt, geht aus den Ausführungen H.-J. SCHNEIDERS eindeutig hervor (1957, S. 447):

„Die kristalline Zentralzone überlagert entlang ihres S-Randes eine bunte Serie schwach metamorpher Schichtkomplexe mit einer meist steilen, S-vergenten Aufschiebungsfläche (Zone II, ...). Der im einzelnen sehr komplizierte Faltenbau ... verläuft wieder parallel dem NE—SW-Generalstreichen“ — hier wahrscheinlich Druckfehler, richtig: NW—SE-Generalstreichen — „des Gebirgskörpers. Zahlreiche Längsstörungen zeigen etwa schichtparallele, südwärts gerichtete Aufschuppungen.“

Eine Einheit, die bisher ohne Namen geblieben ist, ist das Parakristallin im Süden der Schuppenzone. Wie bereits gesagt, gleicht es dem parakristallinen Anteil des Zentralkristallins, es fehlen hier im Süden aber die Orthogneise. Dies scheint in dieser Zone jedoch keine allgemeine Erscheinung zu sein, da H.-J. SCHNEIDER in der entsprechenden Zone I (Rakaposchi-Range) Granitgneis fand. Überhaupt scheint sich die Einheit gegen das NW-Karakorum hin zu verändern, da sie dort Anklänge an die Schuppenzone zeigt, sodaß sie wie eine stärker metamorphe südliche Fortsetzung derselben erscheint. Es mag sein, daß sich in diesem Gebiet der Einfluß der Genese der großen Kristallin-, vor allem der Gneissmassen des NW-Himalaya (Nanga-Parbat) in der teilweisen Einbeziehung des ‚alten‘ Parakristallins äußert, während die dort anscheinend primär breitere, später als Schuppenzone in Erscheinung tretende Einheit im Südteil stärkere Überprägung erfährt. Da hier jedoch zweifellos trotz solcher Verschiedenheiten eine streichende Verbindung zwischen Zentralkarakorum und NW-Karakorum besteht, wird man den Verhältnissen in dieser Zone wohl am ehesten mit der Bezeichnung Südrandkristallin gerecht, die zu verstehen gibt, daß wir damit das südlichste durchgehende Karakorum-Bauelement vor uns haben, das mit dem südlich folgenden Himalaya-Orogen, zumindest im Nordwesten, in Kontakt tritt.

Im übrigen legt sich das bereits bekannte Intrusiv-Ligament, für das wir im NW-Karakorum kein Äquivalent kennen, zwischen die beiden Gebirgssysteme, die es einerseits durch sein Dazwischentreten trennt, andererseits aber auch verbindet, indem es die Ränder der beiden Orogene miteinander „verschweißt“. Beobachtungen im Ostkarakorum von H. DE TERRA lassen darauf schließen, daß das Intrusiv-Ligament nicht zur Gänze, sozusagen durch und durch junger, alpiner Anlage ist, sondern daß bereits ältere, wahrscheinlich variszische Granitintrusionen in diesem Raume vorhanden waren, die jedoch alpin in den großangelegten Bau dieser Einheit einbezogen wurden und in ihm „untergegangen“ sind.

## VI. Regionaler Rahmen

Ob das Karakorum ein selbständiges tektonisches System und als solches ein selbständiger Teil der großen zentralasiatischen Gebirgsscharung, oder ob es nur ein Teil eines anderen Systems ist — etwa ein Teil des Hima-

layasystems oder des Pamirsystems — läßt sich erst nach Betrachtung des regionalen Rahmens entscheiden, in den das Karakorum eingespannt ist.

Während die Himalaya-Geologie dazu neigte, im Karakorum eine Komponente des Himalayasystems zu sehen, wurde es von der Pamir-Geologie als Element des Pamirsystems aufgefaßt. Die Versuche einer Klärung der Frage, welche der beiden Auffassungen die richtige oder ob keine von beiden zutreffend und das Karakorum als eigenes System zu betrachten sei, mußten unbefriedigend bleiben, solange der geologische Bau dieses Gebirges nur unzureichend bekannt war. Wenn auch heute noch viele Probleme der Karakorum-Geologie ungelöst sind, so ist durch die neueren und neuesten Arbeiten doch immerhin ein Gesamtbild entstanden, das sich zu den inzwischen ebenfalls besser erforschten Elementen des regionalen Rahmens — zum Pamir-System im Norden, zum Kun Lun, dem westlichen Sinkiang und Tibet im Nordosten und Osten, sowie zum Himalaya-System im Süden — in Beziehung setzen läßt, wenigstens in großen Zügen. Allerdings sind nach Osten hin die Möglichkeiten, die Geologie des Karakorum oder äquivalenter Zonen ins Innere Tibets zu verfolgen, sehr beschränkt, da unsere Kenntnisse vom geologischen Aufbau Tibets im ganzen auch heute noch zu lückenhaft sind. Auch gegen Westen verhindert es die mangelnde Kenntnis der geologischen Verhältnisse, alle Bauelemente des Karakorum im einzelnen mit dem Hindukusch und Hinduradsch in Relation zu bringen.

Immerhin läßt die Geologische Karte der U. d. S. S. R. (1953), Maßstab 1:4,000,000, erkennen, daß die nördlichen Karakorum-Bauglieder der Tethys- und der Achsen-Zone im nördlichen Ischkuman aus dem NW-Streichen bogenförmig gegen Westen und Südwesten umschwenken und sich damit ungefähr in das orographische Streichen der Hindukusch- und Hinduradsch-Ketten eingliedern. Dabei beherrscht die Tethys-Zone das Hindukusch-Gebirge zwischen Pamir-Fluß und Yarkhun und darüber hinaus auch noch die Hinduradsch-Kette bis über den Hauptkamm, wenigstens im mittleren und westlichen Teil. Innerhalb der Tethys-Zone liegen zwei langgestreckte, im Streichen orientierte Granitintrusionen, eine zwischen Tschekmaktin Köl (Ak su) und Zor Köl (Pamir), und eine zwischen Yarkhun und Pamir weiter im Südwesten. Die südlich der Tethys-Zone gelegenen Granite, welche einen langen und schmalen Intrusivkörper an der Südseite der Hinduradsch-Kette bilden, sind mit allergrößter Wahrscheinlichkeit als die Fortsetzung der Granite der Achsen-Zone anzusehen. Über die Art der westlichen Fortsetzung von Zentralkristallin, Schuppenzone und Südrandkristallin ist noch nichts bekannt.

Im Osten führen die Karakorum-Zonen eine Schwenkung aus der SE-Streichrichtung in östliche Streichrichtung aus, sobald sie in das westtibetische Hochland eintreten. Die Tethys-Zone verbreitert sich östlich des Aghil-Passes und zieht über das Depsang-Plateau nach Südosten. Sie enthält paläozoische und mesozoische Schiefer- und Kalk-Serien (Karbon bis Jura). Mesozoikum ist besonders im nördlichen Teil der Zone, im Aghil-Gebirge, im Gebiet des Tschip-Tschap und im Lingzi Tang weit verbreitet. Im östlichen Aghil-Gebirge, etwa auf halber Strecke zwischen Aghil-Paß und Karakorum-Paß, sowie am Schaioik bei Kataklik stecken schmal aufgeschlossene Granitintrusionen in den Sedimentserien. Im Profil von Dehra Kompas—Samzangling—Tschang Tschenmo biegt die Tethys-Zone nach Osten um und beherrscht die Talflucht des Tschang Tschenmo,

das Tschang Tang- und das Lingzi Tang-Gebiet bis zur Aksai Tschin. Ihren Nordrand bildet die südliche Kristallin-Zone des Kun Lun. Im Bereich östlich des obersten Karakasch und im übrigen Plateaugebiet im Nordteil der Zone (Aksai Tschin, Kara Tagh-Gebiet, Ak Tagh), ebenso im Depsang (unter pleistozäner Bedeckung) und im Tschip Tschap liegt gefaltete marine Oberkreide über Trias- und Jura-Serien, die stärkere Durchbewegung zeigen. Die Oberkreidesteine werden häufig von Kalkkonglomeraten und roten Sandsteinen diskordant überlagert (H. DE TERRA).

Die Achsen-Zone südlich der Tethys-Zone, im Ostkarakorum vom Granitkörper des Saser Mustagh gebildet, biegt südöstlich von Schakpa Kanzang nach Osten um und verläuft in der Gebirgsachse der Tschang Tschemo-Kette (Marsimik La—Domdschor La). Die weitere östliche Fortsetzung der Achsen-Granite ist nach H. DE TERRA in den Graniten zu sehen, welche die Sumschiling-Ebene umgeben (Tibet).

Südlich schließt das Zentralkristallin an, dessen Ost-Fortsetzung in Tibet durch die Glimmerschieferzone zwischen den Tschang Tschemo-Graniten und dem Graben des Pangong Tso gebildet wird. Die Gesteine dieser Zone wurden hier als Altpaläozoikum angesprochen. Sie scheinen die Granite der Achsen-Zone im Süden zu begleiten, auch östlich des Pangong Tso.

Im Paläozoikum des Pangong Tso-Grabens dürfte die östliche Verlängerung der Schuppenzone vorliegen. Weiter im Osten sind die geologischen Verhältnisse unbekannt. Das Südrandkristallin findet seine Fortsetzung in der Pangong Kette südlich des Pangong Tso. Das Intrusiv-Ligament, das im Süden anschließt und das Südrandkristallin vom Indus-Flysch trennt, zieht in der östlichen Ladakh-Kette gegen Südosten, ins Gebiet von Hanle. Vom Tschang La nach Südosten über den Tsaka La hinaus enthält es einen Streifen von Parakristallin und Schiefen, die nach M. S. KRISHNAN zur Purana-Gruppe gehören, also als oberes Präkambrium bis unteres Paläozoikum eingestuft werden.

Über die Geologie östlich des Profils Hanle—Radok—Lanak La ist so gut wie nichts bekannt. Wir wissen daher nichts über das Verhältnis, in dem die Bauelemente des Karakorum zu den Jura-Kreide-Alttertiär-Massen des zentraltibetischen Raumes nördlich des Tsangpo-Flusses, wie der obere Brahmaputra heißt, stehen. Diese Sedimentmassen sind aus dem Raume zwischen Gartok (NW des Kailas), Schigatse und dem 35. Breitengrad bekannt, wobei Jura im südlichen Teil entlang des Tsangpo-Flusses und westlich des Daru La vorherrscht, während Kreide und Alttertiär in den mittleren und nördlichen Teilen dieses Gebietes riesige Flächen bedecken. Im Raume von Lhasa, östlich von Schigatse, taucht unter dem Jura der Tsangpo-Zone Kristallin auf (M. S. KRISHNAN).

Im Nordosten wird das Karakorum vom westlichen Kun Lun eingerahmt. Eine große Bruchzone, von der H. DE TERRA ältere Anlage annimmt, trennt das Plateaugebiet der nördlichen Tethys-Zone von der südlichen Kun Lun-Kette, der Suget-Kette. Diese und das Bergland nördlich der Aksai Tschin besteht aus einer metamorphen Serie von Grauwaeken, Phylliten und Schiefen mit Marmoren. Nordöstlich des Soda-Plateaus, nördlich des Khitai Dawan, finden sich Durchbrüche von Trachyten.

Nördlich der Sugetkette liegt die Hauptkette des Kun Lun. Sie besteht aus Graniten, Gneisen und kristallinen Schiefen, die Erscheinungen

der Granitisierung erkennen lassen. Das Kristallin der Hauptkette streicht nach Nordwesten ins Gebiet des oberen Tiznaf. Nördlich der Hauptkette folgt eine Zone, die im tieferen Teil aus stark durchgefalteten und mit Grüngesteinen und Porphyriten durchsetzten mächtigen, teilweise stärker metamorphen Sedimentgesteinen besteht, über denen die devone bis unterkarbone „Tisnabformation“ H. DE TERRAS diskordant mit Konglomeraten, Quarziten und Tonschiefern, die mit Tuffiten und Grünschiefern wechselagern und mit Serpentin verfaltet sind, sodann mit Stringocephalen und Korallen führenden Kalken und schließlich mit Konglomeraten und Fucoidenschiefern folgt. Darüber liegen mittelkarbone Spiriferenkalke und über diesen, diskordant, Schwagerinen- und Productuskalke des Oberkarbon und Perm. Mit dem ausgehenden Paläozoikum endet die marine Entwicklung, es folgen mächtige terrestrische Serien der Angraraschichten. Sie sind das Abtragungsmaterial, das vom Kun Lun in die nördlich vorgelagerte Senke des Tarimbeckens eingeschüttet wird. Die Angraraschichten umfassen Trias und Jura, möglicherweise enthalten sie auch noch oberes Perm. Sie sind im Tiznauftal mit Jura auf marines Eozän aufgeschoben, das am Kun Lun-Nordrand von Kaschgar bis Chotän aufgeschlossen ist. Das höhere Tertiär des Tarimbeckens besteht aus den terrestrischen Hanhai-schichten. Diese kontinentalen Bildungen erreichen eine Mächtigkeit bis an 2000 m (H. DE TERRA).

Die Tektonik des Kun Lun ist Bruch- und Faltentektonik. Die Fal-tungsintensität nimmt vom Inneren des Gebirges gegen außen ab. Diese Abnahme der Bewegungsintensität zeigt sich deutlich gegen den Rand des Tarimbeckens, indem die älteren Teile der kontinentalen Schicht-folgen noch steil nach Norden fallen und flexurartig verbogen sind, während die jüngeren Abteilungen, soweit sie nicht von Verwerfungen durchsetzt sind, sanfteres Nordfallen zeigen. Die Südbegrenzung des Kun Lun gegen das Karakorum bildet, wie bereits erwähnt, eine große Bruchzone älterer Anlage (K. LEUCHS, H. DE TERRA).

Im Norden folgt dem Karakorum das Pamir-System, von dem K. GUNDLACH eine übersichtliche Gesamtdarstellung gegeben hat und das in den neuesten Arbeiten von N. S. SCHATSKI und A. A. BOGDANOW (1958) sowie von D. W. NALIWEIN (1959) behandelt wurde. K. GUNDLACH bezieht in seiner Darstellung die beiden nördlichen Zonen des Karakorum ins Pamir-System ein, worauf im tektonischen Kapitel bereits eingegangen wurde. Anlaß dazu gab die variszische Anlage, die sowohl in den Einheiten des Pamir-Systems als auch, abgeschwächt, in den Zonen des Karakorum sichtbar wird. Doch hat K. GUNDLACH das Nachlassen der Auswirkungen der variszischen Gebirgsbildung in den zum Karakorum zählenden südlichen Einheiten bereits selbst betont. Immerhin schien ihm der Unterschied zu den nördlichen, variszisch im großen und ganzen bereits konsolidierten Einheiten offenbar nicht groß genug, um eine Trennung durchzuführen. Eine solche Trennung erscheint uns heute aber gerechtfertigt, nicht nur, weil sie sich im Anschluß an die neueren Arbeiten nach einer deutlichen Grenzlinie durchführen läßt, sondern weil die fraglichen Einheiten südlich dieser Grenzlinie ein stratigraphisches und tektonisches Eigenleben führen, in dem der Faktor der alpinen Ereignisse (Tektonik, Magmatismus usw.) eine ungleich größere, ja tragende Rolle spielt, was von den Einheiten des Pamir-Systems nicht gesagt werden kann.

Nach dem Wegfall der beiden südlichen Zonen, die sich als Bauelemente des Karakorum erwiesen haben, besteht das Pamir-System aus einer Kristallinzone im Süden („nördliche Kristallinzone“ K. GUNDLACHS), die nördlich der Tethys-Zone liegt, und einer Sedimentzone im Norden („nördliche Sedimentzone“ K. GUNDLACHS), die zwischen dieser Kristallinzone und dem Alai liegt, von diesem, wenigstens im westlichen Teil, durch den von R. KLEBELSBERG gefundenen „Wachsch-Bruch“ abgetrennt. — Die Kristallinzone des Pamir folgt der Tethys-Zone in nach Süden offenem Bogen vom oberen Pamir (Pjandsch, Amu-darja) über das Gebiet des Fedtschenko-Gletschers und des Kara Kul. Im östlichen Teil bildet das Muskol-Gebirge ihren Südrand. Sie besteht aus Grünschiefern, Phylliten, seltener Gneisen und Staurolithschiefern, im Süden treten auch jungpaläozoische Gesteine und im Südwesten (Darwas) noch Werfener Schiefer auf. In ihr liegt die Pamirische Golderzzone (Darwas, Gebirge Peters des Großen, bis Transalai). Nördlich dieser legt sich ein Zug von Jungpaläozoischen Gesteinen zwischen die Kristallinzone und die Sedimentzone des Pamir. Die Vergenz in der Kristallinzone läßt sich oft nicht deutlich feststellen, doch scheinen nordgerichtete Bewegungen gegenüber örtlich südgerichteten im allgemeinen zu überwiegen. In der Kristallinzone treten Granitmassen, so jene des Kara Kul, auf, die als variszisch angesehen werden. Lediglich das Massiv von Kurgowad im Darwas wurde von W. I. POPOFF als alpiner Granit angesprochen. Ihre südöstliche Fortsetzung findet die Pamir-Kristallinzone im Kristallin der Kun Lun-Hauptketten. — Die Sedimentzone des Pamir wird vorwiegend von mesozoischen und känozoischen Gesteinen aufgebaut, aus denen in Sattelzonen paläozoische Gesteine der Unterlage auftauchen. Im Mittelstück der Zone erscheinen die Faltenzüge gebündelt (Transalai), während sie im Westen in der „Tadschikischen Virgation“ und im Osten in der „Kaschgarischen Virgation“ (nach Benennungen durch A. P. MARKOWSKIJ) unter Achsenabtauchen auseinanderstreichen. Im allgemeinen herrschen im Norden und Süden der Zone nordgerichtete Faltungsbewegungen vor, während im mittleren Teil Südvergenz vorliegt, doch sind die tektonischen Verhältnisse durch die Virgationserscheinungen und das Abtauchen der Faltenachsen im einzelnen recht kompliziert und scheinen auch noch nicht vollständig abgeklärt zu sein. Die Sedimentzone des Pamir teilt sich im Osten, bei Irkeschtam, durch das Eintreten eines paläozoischen Zwickels, in einen nördlichen Teil, der sich dem Alai-System anschließt, und in einen südlichen, der sich mit den mesozoischen und tertiären Gesteinen verbindet, die den Südrand des Tarimbeckens und den Nordrand des Kun Lun bilden. — Die Grenze zwischen der Kristallin- und der Sedimentzone des Pamir hat zum überwiegenden Teil den Charakter einer nordgerichteten Aufschubung des Kristallins auf den Südrand der Sedimentzone. Im Pamir-System sind die Hauptbewegungen variszisch, der alpine Zyklus bringt im allgemeinen nur ein Nachklingen der Bewegungen nach den variszisch vorgezeichneten Linien.

Im Gegensatz zum variszisch geprägten Pamir-System im Norden des Karakorum steht im Süden das alpine Himalaya-Orogen. Die Steigerung in der Intensität der Auswirkungen des alpinen Gebirgsbildungs-Zyklus, die schon im Karakorum spürbar geworden ist, erreicht im Himalaya ihren Höhepunkt. Überschiebungen markieren den Südrand des Himalaya-Systems und bringen an der ‚Main Boundary Fault‘ das tiefere Tertiär

der Murree-Serie, die auch noch Kreide enthält, über die jungtertiären Siwaliks. Nördlich des Tertiär-Gürtels folgt eine autochtone, in sich aber durchbewegte Zone im Kaschmir, die paläozoische und mesozoische Sedimente sowie Tertiär bis zum Eozän enthält und die mit ihrem Südtail am sogenannten ‚Murree thrust‘ der vorgelagerten Murree-Serie aufgeschoben ist. Es folgt eine Deckenzone, die Paläozoikum und Mesozoikum enthält und aus der bisher zwei Hauptüberschiebungen bekanntgeworden sind. Ihr entspricht weiter im Osten die Krol-Garhwal-Deckenzone, deren Überschiebungsalter wahrscheinlich Miozän ist, da sie nummulitenführende Serien überfahren hat. Die Decken stammen aus der nördlich folgenden Hochhimalaya-Zone, die ebenfalls aus Sediment-Serien aufgebaut ist, in die aber riesige Massen tertiärer Granite intrudiert sind. Nördlich des nun folgenden Tethys-Gürtels liegt die Ophiolith-Zone, teilweise mit exotischem Material, und schließlich die Zone mit dem Indus-Flysch, die im Norden bereits an das Intrusiv-Ligament grenzt. Auch die Zonen nördlich der Zentralkette, sowie diese selbst, sind südbewegt und aufeinander über-schoben (M. S. KRISHNAN, A. GANSSER, D. N. WADIA).

Nördlich des Nanga Parbat vollzieht sich die alpine Verknüpfung des Himalaya-Systems mit dem Karakorum, die „Himalaya-Syntaxis“. Sie ist eine der merkwürdigsten und interessantesten Erscheinungen dieses Raumes. Die Untersuchungen von P. MISCH und von H.-J. SCHNEIDER haben ergeben, daß dabei alte, prävariszische Strukturrichtungen, denen der ‚Jhelum-Sporn‘ als NW-Ecke der Gondwana-Masse zugrundeliegt und die ungefähr N—S verlaufen, wieder aktiv werden und dort, wo sie mit den herrschenden NW—SE-Strukturen des NW-Karakorum zusammentreffen, diese überprägen. Dieser Vorgang fällt zeitlich mit der Granitisation der Nanga Parbat-Gneiskuppel zusammen. Da nördlich um den weit nach Norden vorspringenden ‚Jhelum-Sporn‘ die schärfste „radiale“ Einengung im System der zentralasiatischen Scherung erfolgen muß, kommt es dort zur Zeit der höchsten tektonischen Aktivität, im Mitteltertiär (Oligozän), zur größten Annäherung und damit zur Einbindung des NW-Himalaya in die südlichen Teile des NW-Karakorum. Sie ist der Höhepunkt einer Entwicklung, die sich bereits zu früheren Zeiten des alpinen Zyklus anbahnt. Darauf scheinen die Verhältnisse des Intrusiv-Ligaments auch hinzuweisen: es findet sein Westende dort, wo durch die stärkste Einengung der Raum zur Platznahme zu fehlen beginnt. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang ferner, daß die Auswirkungen der „radialen“ Einengung um den ‚Jhelum-Sporn‘ nach Nordosten und Norden über weite Teile der zentralasiatischen Scherung hinwegzugreifen scheinen. Möglicherweise hängt damit, vielleicht im Zusammenspiel mit Faktoren, die auch vom Nordosten her wirken, die erhebliche Steigerung der Tangentialtektonik im Zentralkarakorum zusammen. Besonders auffallen muß jedoch, daß sowohl die Karakorum-Zonen als auch die Einheiten des Pamir-Systems gerade im Meridian des ‚Jhelum-Sporns‘ einerseits den bekannten, nach Süden offenen Bogen beschreiben, und andererseits die stärkste Reduktion ihrer Breite zeigen.

Nach dem Mitteltertiär löst sich das Karakorum entwicklungsmäßig wieder vom Himalaya-System und tritt in das Stadium der vertikalen Blockbewegung ein, während die Tektonik der alpinen Deformation im Himalaya weiterwirkt (H.-J. SCHNEIDER).

Der Vergleich des Karakorum mit den Elementen seines regionalen Rahmens zeigt, daß starke genetische Bindungen sowohl nach Norden hin zum Pamir- und Kun Lun-System als auch nach Süden zum Himalaya-System bestehen. In einem Falle sind es Anklänge, die auf Gemeinsamkeiten während der variszischen Entwicklungszeit beruhen und die nach dem Abschluß der alpinen Verformung in der Vertikaltektonik wieder an Aktualität gewinnen, im anderen Falle sind es Beziehungen, die im räumlichen und kräftemäßigen Zusammenspiel während der alpinen Orogenese begründet sind. Gerade diese vermittelnde Stellung zwischen dem variszischen Pamir- und Kun Lun-System einerseits und dem alpinen Himalaya-System andererseits hat dem Karakorum ein eigenes Gesicht gegeben, in dem neben den Gemeinsamkeiten ganz eigene Züge, spezifische Karakorum-Merkmale hervortreten, die eine Eingliederung in eines der benachbarten Systeme als gewaltsam erscheinen ließen. Wir können somit den Gegebenheiten nur gerecht werden und sie zutreffend erfassen, wenn wir das Karakorum zuerst als eigenes System und dieses dann als Bauglied der zentralasiatischen Scharung ansehen.

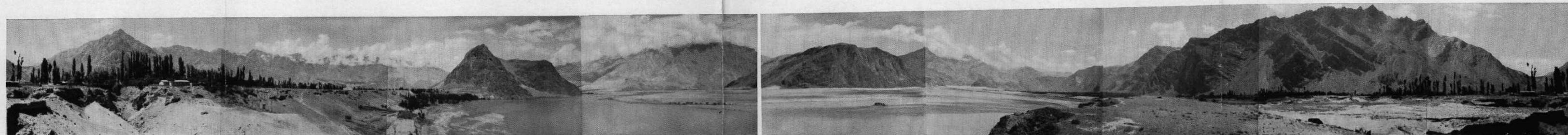
## VII. Literatúrauswahl

- AUDEN, J. B.: On the Age of Certain Himalayan Granites. *Rec. Geol. Surv. India*, 66., Calcutta 1933.
- CALLEGARI, E. u. ZANETTIN, B.: Chimismo di rocce vulcaniche e plutoniche del Karakorum centro-meridionale. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 21. (1959—1960), Padova 1960.
- DAINELLI, G.: La serie dei terreni ... (Spedizione Italiana De Filippi nell Himalaja, Caracorum e Turchestan Chinese, 1913—1914) (2) 2., Bologna 1934.
- DAINELLI, G.: Beiträge zur Geologie des Himalaya. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 30/31 (1937—1938), Wien 1939.
- DESIO, A.: Geological Work of the Italian Expedition to the Karakoram. *Geogr. J.*, 75, London 1930.
- DESIO, A.: In A. DI SAVOIA-AOSTA: La Spedizione geografica Italiana al Karakoram (1929-VII. E. F.), Milano-Roma 1936.
- DYHRENFURTH, G. O.: Baltoro, Basel 1939.
- DYHRENFURTH, G. O.: Zum dritten Pol. Graz-Wien 1952.
- GANSSER, A.: Außeralpiner Ophiolithprobleme. *Eclog. Geol. Helv.*, 52-2 (R. STAUB-Festschrift), 1959.
- GUNDLACH, K.: Das Pamirsystem (auf Grund neuerer Literatur). *Geol. Rdsch.*, 25., Stuttgart 1934.
- HAYDEN, H. H.: Notes on the Geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs. *Rec. Geol. Surv. India*, 45., Calcutta 1916.
- HENNING, A.: Zur Petrographie und Geologie von Südwesttibet. In S. HEDIN: *Southern Tibet*, 5., Stockholm 1922.
- HEIM, A. u. GANSSER, A.: Central Himalaya (Geological Observations of the Swiss Expedition 1936). *Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, 73., Zürich 1939.
- KLEBELSBERG, R. v.: Beiträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck 1922.
- KICK, W.: Der Chogo-Lungma-Gletscher im Karakorum. *Z. f. Gletscherk.*, 3., Innsbruck 1956.
- KRISHNAN, M. S.: *Geology of India and Burma*. Madras 1956.

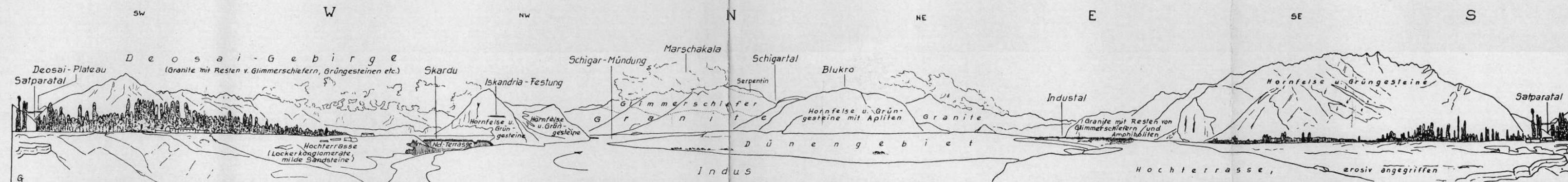
- LEUCHS, K.: Zentralasien. Handbuch d. region. Geol., V, 7., Herausg. G. STEINMANN u. O. WILCKENS, Heidelberg 1916.
- LEUCHS, K.: Geologie von Asien. In: Geologie der Erde. Herausg. E. KRENKEL, Berlin 1937.
- MISCH, P.: Arbeit und vorläufige Ergebnisse des Geologen. In R. FINSTERWALDER: Forschung am Nanga Parbat. Sonderveröff. Geogr. Ges. Hannover, Hannover 1935.
- NALIWKIN, D. W.: Kurzer Abriß der Geologie der U. d. S. S. R. Berlin 1959.
- PAFFEN, K. H., PILLEWITZER, W., SCHNEIDER, H.-J.: Forschungen im Hunza-Karakorum. Erdkunde, 10., Bonn 1956.
- SCHATSKI, N. S. u. BOGDANOW, A. A.: Grundzüge des tektonischen Baues der Sowjetunion. Berlin 1958.
- SCHNEIDER, H.-J.: Bild und Bau des NW-Karakorum. Photographie u. Forschg., 7., Stuttgart 1956.
- SCHNEIDER, H.-J.: Tektonik und Magmatismus im NW-Karakorum. Geol. Rundschau, 46., Stuttgart 1957.
- TERMIER, H. u. G.: L'Evolution de la Lithospère. II., Orogenese. Paris 1957.
- TERRA, H. DE: Geomorphologische Studien zwischen oberem Indus und südlichem Tarimbecken. Z. f. Geomorph., 5., Berlin 1939.
- TERRA, H. DE: Geologische Forschungen im westlichen K'un Lun und Karakorum-Himalaya (Wiss. Ergebn. d. Dr. TRINKLER'schen Zentralasien-Expedition, Bd. II). Berlin 1932.
- TERRA, H. DE: Himalayan and Alpine Orogenesis. Rep. 16. Int. Geol. Congr. 1933, 2., Washington 1936.
- TRINKLER, E.: Das Problem der großen Scharung in den Pamir-Gebieten. Mitt. Geogr. Ges. München, 16., München 1923.
- WADIA, D. N.: The Syntaxis of the North-West-Himalayas: its Rocks, Tectonics and Orogeny. Rec. Geol. Surv. India, 65., Calcutta 1931.
- WADIA, D. N.: Note on the Geology of Nanga Parbat (Mt. Diamir), and adjoining portions of Chilas, Gilgit District, Kashmir. Rec. Geol. Surv. India, 66., Calcutta 1933.
- WADIA, D. N.: The Crustaceous Volcanic Series of Astor-Deosai, Kashmir, and its Intrusions. Rec. Geol. Surv. India, 72., Calcutta 1937.
- WADIA, D. N.: Geology of India (3. Aufl.). London 1953.
- WYSS, R.: Geologie, Bd. III von: Wissenschaftliche Ergebnisse der niederländischen Expedition in den Karakorum usw., VISSEB, C. u. VISSEB-HOOFT, J., Leiden 1940.

Panorama I  
Rundblick im Industal bei Skardu

Tafel I

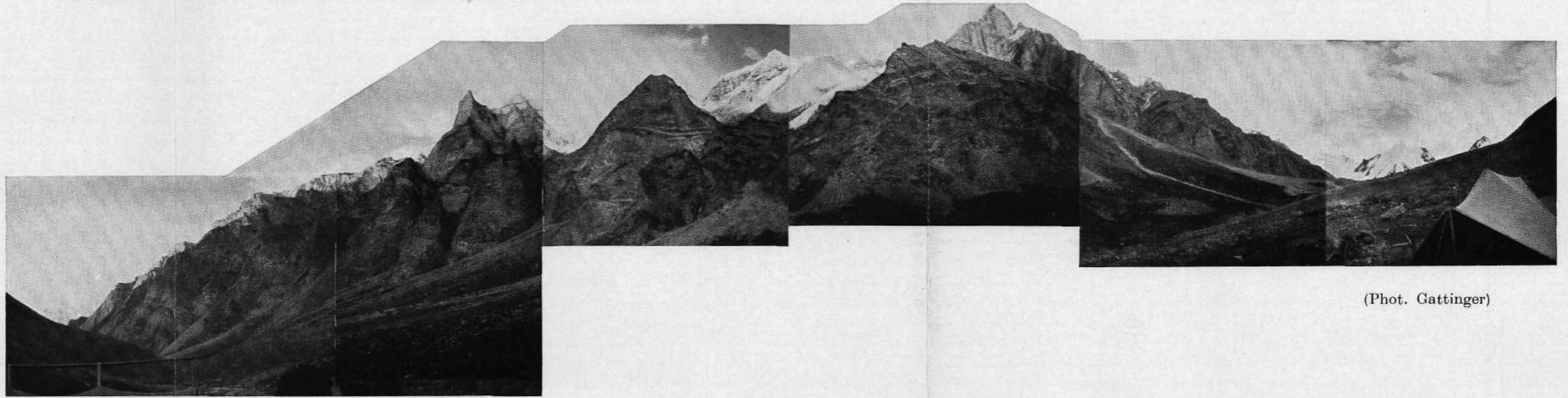


(Phot. Ratay)

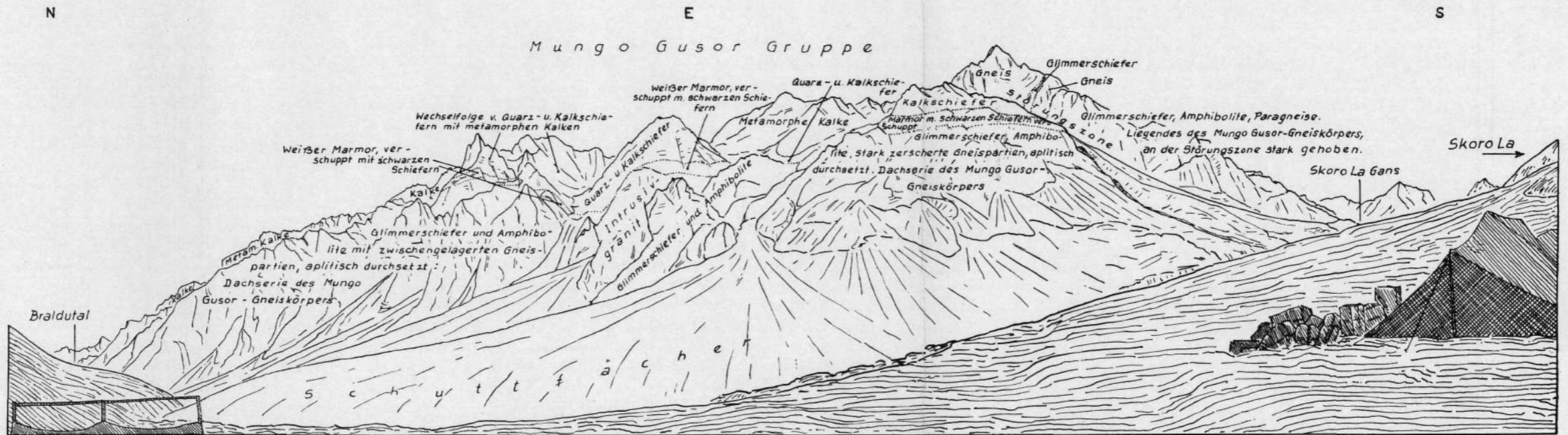


Panorama II  
Die Mungo Gusor Gruppe, vom Westen her gesehen

Tafel 2

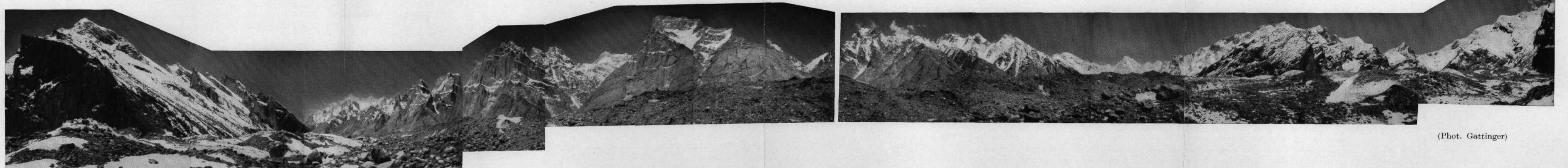


(Phot. Gattinger)

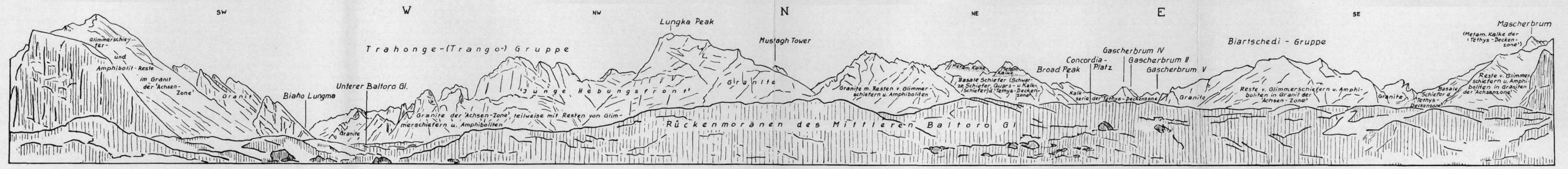


Panorama III  
 Rundblick im Gebiet des Mittleren Baltoro

Tafel 3

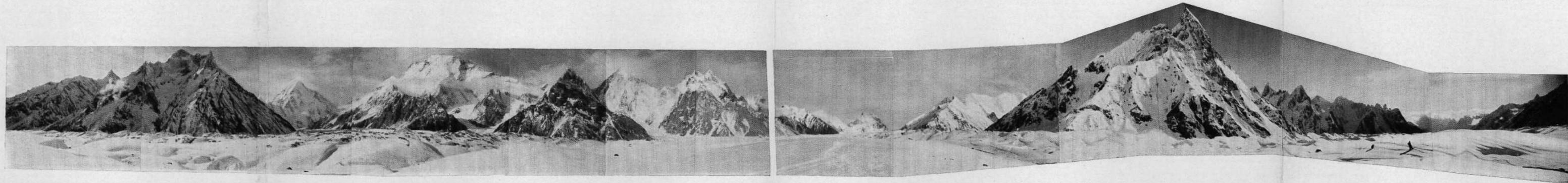


(Phot. Gattinger)

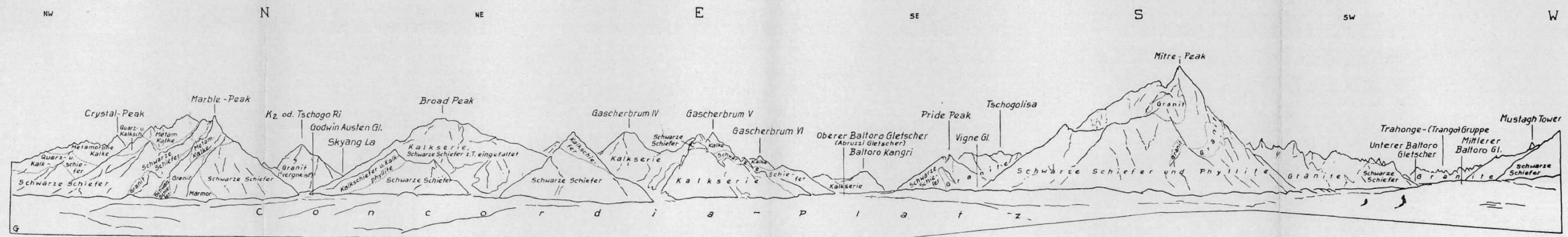


Panorama IV  
Rundblick am Concordia-Platz

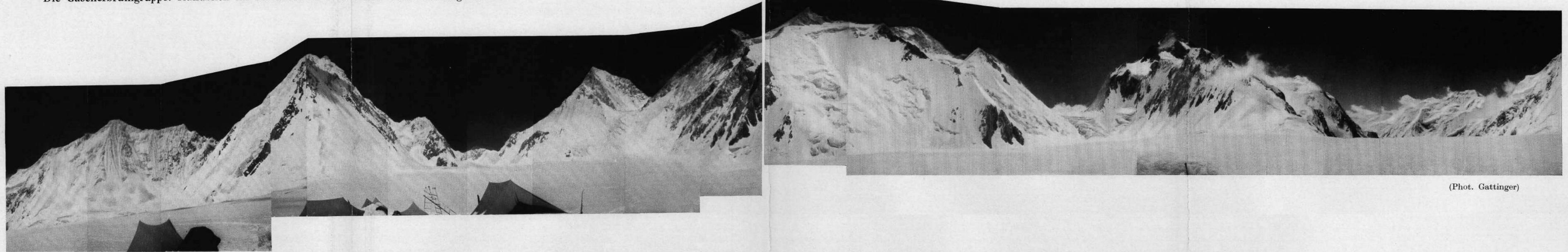
Tafel 4



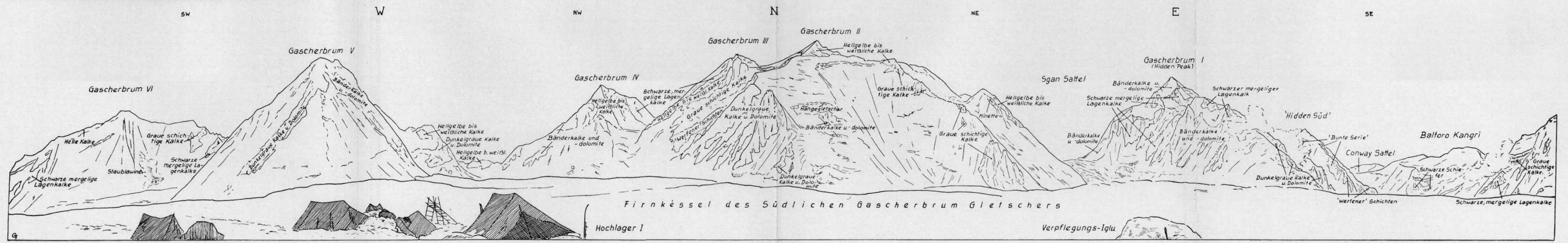
(Phot. Ratay)



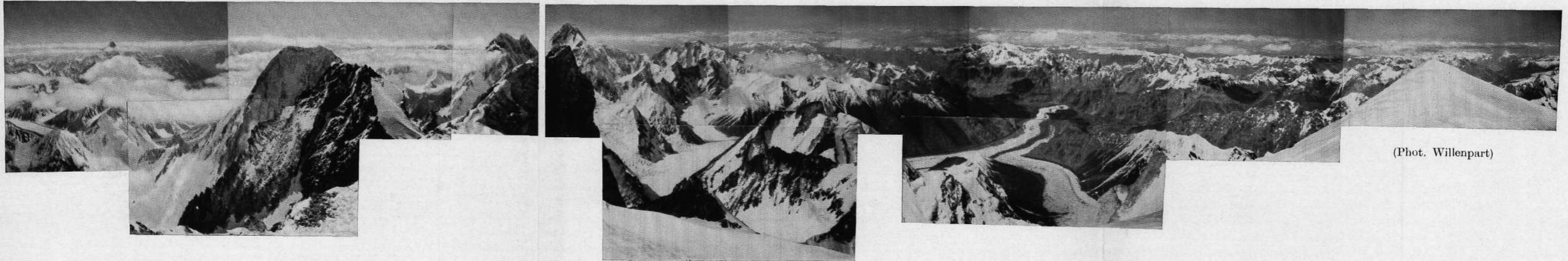
Panorama V  
Die Gascherbrumgruppe. Rundblick im Firnkessel des Südlichen Gascherbrumgletschers



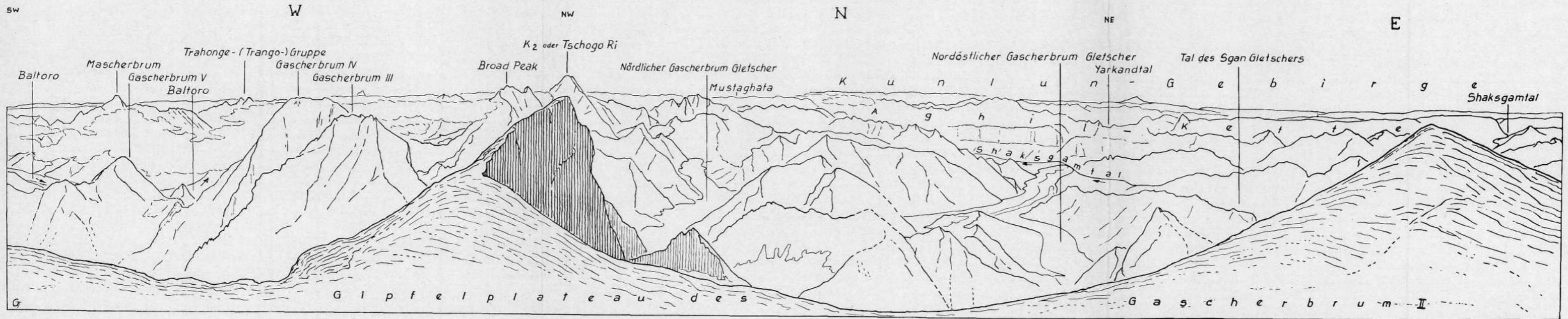
(Phot. Gattinger)



Panorama VI  
 Blick vom Gipfelplateau des 8035 m hohen Gascherbrum II vom Südwesten über Norden bis Osten



(Phot. Willenpart)



# Geologische Übersichtskarte des Karakorum

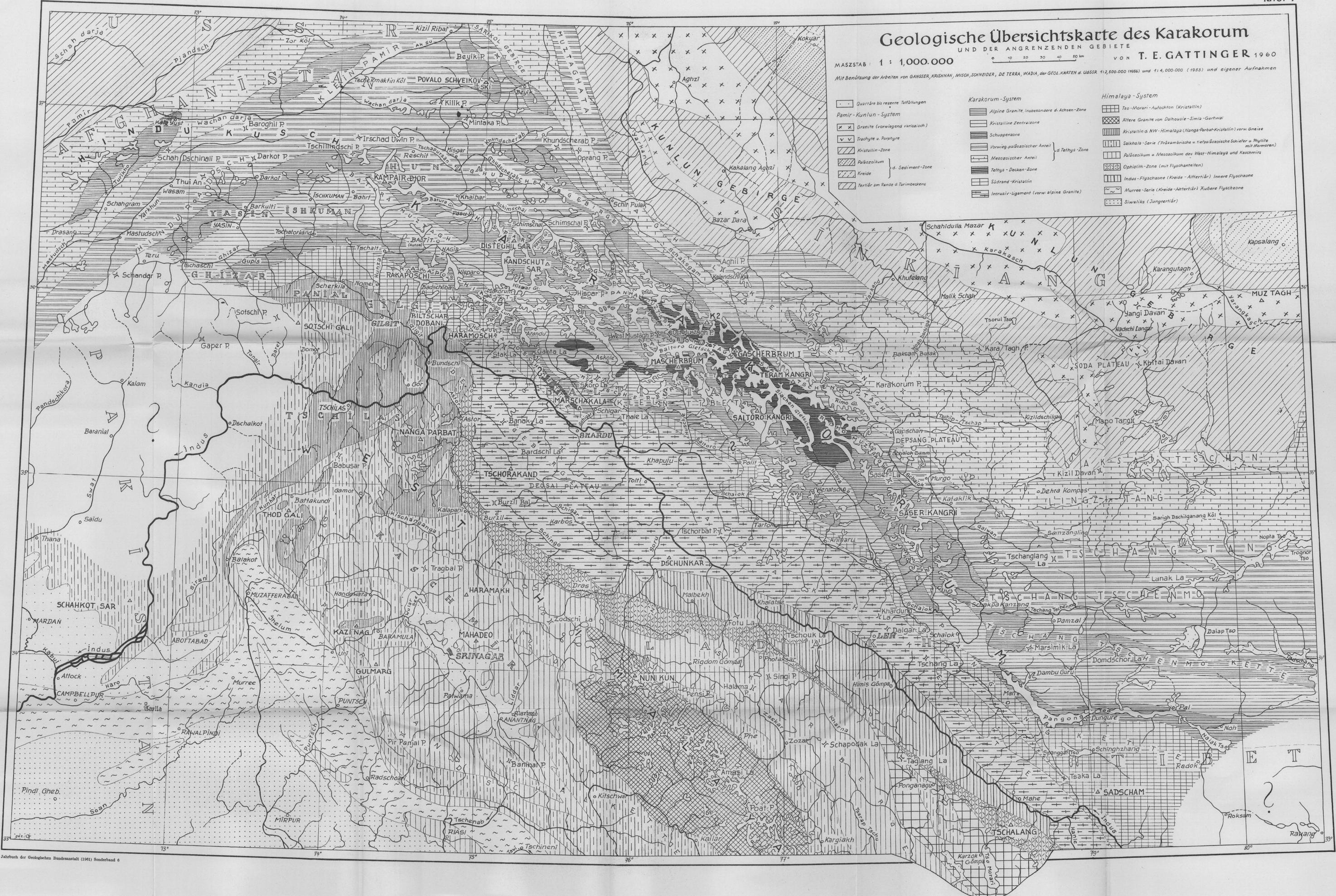
UND DER ANGRENZENDEN GEBIETE  
VON T. E. GATTINGER 1960

MASSTAB: 1 : 1,000,000



Mit Benützung der Arbeiten von GANSSER, KRISHNAN, MISH, SCHNEIDER, DE TERRA, WADIA, der GEOL. KARTEN d. UdSSR 1:2,500,000 (1958) und 1:4,000,000 (1953) und eigener Aufnahmen

- |   |   |  |
|---|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>Quartäre bis rezente Täufüllungen</li> <li>Pamir-Kunlun-System</li> <li>Granite (vorwiegend variszisch)</li> <li>Trachyte u. Porphyre</li> <li>Kristallin-Zone</li> <li>Paläozoikum</li> <li>Kreide</li> <li>Tertiär am Rande d. Tarimbassens</li> </ul> | <p><b>Karakorum-System</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Alpine Granite, insbesondere d. Achsen-Zone</li> <li>Kristalline Zentralzone</li> <li>Schuppenzone</li> <li>Vorwiegend paläozoischer Anteil</li> <li>Mesozoischer Anteil</li> <li>Tethys-Decken-Zone</li> <li>Südrand-Kristallin</li> <li>Intrusiv-Ligament (vorw. alpine Granite)</li> </ul> | <p><b>Himalaya-System</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Tao-Morari-Autochthon (Kristallin)</li> <li>Ältere Granite von Dalhousie-Simia-Garhwal</li> <li>Kristallin d. NW-Himalaya (Nanga-Parbat-Kristallin) vom Gneise</li> <li>Saikha-Serie (Präkambrische u. tiefpaläozoische Schiefer u. Phylite mit Marmoren)</li> <li>Paläozoikum u. Mesozoikum des West-Himalaya und Kaschmir</li> <li>Ophiolith-Zone (mit Flyschanteilen)</li> <li>Indus-Flyschzone (Kreide - Ätteriär) Innere Flyschzone</li> <li>Murree-Serie (Kreide - Ätteriär) Äußere Flyschzone</li> <li>Sivalika (Jungtertiär)</li> </ul> |
|---|---|--|



# GEOLOGISCHE KARTE DER GASCHERBRUM-GRUPPE UND IHRER UMGEBUNG IM MITTLEREN KARAKORUM. AUFGENOMMEN UND GEZEICHNET: T. E. GÄTTINGER

## LEGENDE

- Faltzeichen**
- T Leichtes bis mittelsteiles Einfallen
  - ∇ Steiles Einfallen
  - + Senkrechte Schichtstellung
- Klassische Serie**
- 'Bunte Serie': Rote Konglomerate, dunkelgraue Sandschiefer in Wechsellagerung mit rot-gelb geflamten Sandschiefern, rote Tonschiefer, ockerfarbene sandige Kalkschiefer, Gipseinlagerungen.
  - Graue Konglomerate
- Tiefpräkambrische (Schiefer) Serie**
- Quarzschiefer u. Quarzphyllite, rötlich u. grünlich, den alpinen 'Werfener Schiefer' sehr ähnlich; mit Konglomerateinlagerungen.
  - Schwarze mergelige Lagenkalke
- Permokarbone Kalk-Dolomitfolge der Tethys-Serie**
- Hellgelbe bis weißliche dichte Kalke
  - Bänderkalke u. Bänderdolomite
  - Mittelgraue schichtige Kalke, teilweise dolomitisch.
  - Dunkelgraue Kalke u. Dolomite, brekziös.
- Basalkomplex der Tethys-Serie**
- Kalkschiefer u. Kalkphyllite
  - Quarzkonglomerate in den schwarzen Schiefer u. Phylliten.
  - Schwarze Schiefer u. Phyllite
  - Grobkristalline lichte Marmore
- Magmatische Gesteine**
- Basische Ganggesteine, postpliozän.
  - Granite, teilweise 'vergneist', Zeit der Platznahme: Wende Oberkreide - Ältertertiär.
- Störungen**
- Beobachtete Störungslinien
  - - - Vermutete Störungslinien
- Gletscher**
- ← Fließrichtung der Gletscher
- Maßstab:**

