

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 32 (1952)
Heft: 2

Artikel: Über geologisch-petrographische Untersuchungen in Zentral-Nepal
Autor: Hagen, Toni / Hunger, J.P.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-25829>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 27.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Über geologisch-petrographische Untersuchungen in Zentral-Nepal

Von TONI HAGEN (Kathmandu) und J. P. HUNGER (Zürich)

1. Einleitung

Die bisherige Abgeschlossenheit Nepals brachte es mit sich, dass das Land auch vom geologischen Standpunkt aus praktisch unbekannt ist. Einige fragmentarische geologische Notizen betreffen nur das Kathmandu Valley (MEDLICOT, 1875), den Weg von der indischen Tiefebene nach Kathmandu (AUDEN, 1935), und das Gebiet des grossen Kraftwerkprojektes am Kosi-Fluss in Südost-Nepal (AUDEN, 1935). Ferner liegen einige nicht publizierte Arbeiten im Nepal Bureau of Mines vor, welche den Kohlebezirk von Dhanga in Westnepal und den Vorhimalaya von Südostnepal betreffen. Die letztere, vorzügliche Arbeit wurde von Dr. LEHNER ausgeführt. Sämtliche in den genannten Arbeiten gezeichneten Profile zeigen noch keine Deckenstruktur.

Als Mitglied einer schweizerischen technischen Mission war es dem Verfasser vergönnt, auf Einladung der Regierung von Nepal 6 Monate in jenem Lande verweilen und forschen zu dürfen. Auftraggeber schweizerischerseits war die vom Bundesrat ernannte Koordinationskommission für technische Hilfe, die unter dem Präsidium von Herrn Prof. Dr. H. PALLMANN steht. Für seine Unterstützung bin ich ihm zu grösstem Dank verpflichtet. Die Arbeit im Rahmen des Teams war nach etwa zwei Monaten beendet, worauf ich auf Einladung der Regierung noch zwei grössere Expeditionen, nämlich von der Hauptstadt Kathmandu direkt nordwärts durch den Himalaya bis an die tibetanische Grenze und ferner nach Westnepal, von der Gangesebene bis nördlich Gurkha, der Wiege des heutigen Nepal, ausführen konnte. Durch die mehrfachen Reisen nach Calcutta konnte insbesondere das Gebiet südlich von Kathmandu detailliert aufgenommen werden, was sich später als sehr nützlich erwiesen hat. Der Regierung von Nepal, vor allem Maharaja MOHUN SHAMSHER JANG BAHADUR RANA, sowie seinem Sohn, General BIJAYA, schulde ich

für die genossene Gastfreundschaft grossen Dank. Spezieller Dank gebührt Herrn B. B. PANDE, dem Sekretär des Development Board, und vor allem Col. K. N. RANA, dem Direktor des Nepal Bureau of Mines. Als treuer Begleiter und Dolmetscher auf meinen Expeditionen stand mir Mr. MALLA, nepalischer Regierungsgeologe, zur Seite.

Die vorliegende Veröffentlichung hat nur vorläufigen und vor allem anregenden Charakter. Bei meinen geologischen Untersuchungen bin ich auf sehr interessante petrographische Probleme gestossen, deren Lösung die Arbeitskraft eines einzelnen Geologen übersteigen. Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI und Herrn Prof. Dr. K. BURRI bin ich für ihr Interesse, das sie meinen Problemen entgegengebracht haben, zu grösstem Dank verpflichtet. Durch ihre Vermittlung gelang es mir, die wertvolle Mitarbeit von Herrn J. P. HUNGER, Assistent am Mineralogisch-Petrographischen Institut der ETH, zu gewinnen. Herr Hunger hat in verdankenswerter Weise die Dünnschliffe bearbeitet und in anregenden Diskussionen mir ermöglicht, seine Resultate in meine geologischen Befunde einzubauen.

2. Deckenstruktur im Nepal-Himalaya

Aus den wenigen bisherigen Veröffentlichungen über die Geologie von Zentralnepal geht die Existenz einer Deckenstruktur noch nicht hervor. Erste Anhaltspunkte hiefür wurden jedoch vom Verfasser bei Nawakot, 25 km NW Kathmandu gefunden. Verrukanoartige Konglomerate stehen dort in grosser Mächtigkeit und im Liegenden von bedeutend älteren Schiefern (den sog. Dailing Phyllites von AUDEN, 1935) an. Mit und unter den Konglomeraten finden sich Arkosen, Quarzite und quarzreiche Glimmerschiefer, kurz eine Vergesellschaftung, welche die Vermutung nährten, es mit einer Perm-Serie zu tun zu haben. Diese Serie mit vermutlich permischem Alter wurde nach dem Städtchen Nawakot Nawakotserie benannt.

Die Nawakotserien wiesen bedeutende lithologische Ähnlichkeiten auf mit gewissen Formationen im südlichsten Teil des äusseren Himalaya in Südnepal, besonders mit dem Profil bei Suparitar längs der Autostrasse von Amlekghanj nach Bimphedi. Da bei Nawakot ein generelles Süd-Fallen und bei Suparitar ein solches gegen Norden festzustellen ist, und da ferner die ganze aufliegende Serie der „Dailing Phyllites“ im Gebiete von Kathmandu im ganzen eine Synklinalstruktur aufweist, schien es naheliegend, die Nawakotserie unter der hangenden Phyllitformation hindurch mit der Suparitarserie zu verbinden. Da ausserdem in diesem

Querschnitt ein ganz beträchtlicher axialer Anstieg nach Westen festzustellen ist, war bei Annahme von Identität von Nawakot- mit Suparitarserie ein wirklicher Zusammenschluss im Westen, im Gebiete des Trisuli und Kaliflusses zu erwarten. Die zweite Expedition wurde daher absichtlich in jenes Gebiet verlegt, und auf einem Fussmarsch über hunderte von Kilometern konnte man, immer auf den gleichen Formationen wandernd, von Suparitar nach Nawakot gelangen. Die synklinal gelagerte Masse der „Dailing Phyllites“ von Kathmandu streicht nach Westen in die Luft aus. Letzte Reste davon sind am Trisulifluss bei Lestar festzustellen. Die Deckenstruktur in Zentralnepal steht somit eindeutig fest, wobei die Überschiebung — im Gegensatz zu den Alpen — von Norden nach Süden erfolgte. Die untere Deckengruppe, welche die identischen Nawakot- und Suparitarserien enthält, wurde Nawakot-Deckengruppe genannt (Fig. 1).

Die auf den Nawakot-Decken aufliegenden, älteren Formationen weisen ebenfalls Deckenstruktur auf; sie wurden als Kathmandu-Deckengruppe zusammengefasst. Die beiden genannten Deckensysteme wurden auf Grund ihrer verschiedenen Schichtstufen voneinander unterschieden. Es scheint auch intermeditierende Decken (in lithologischer Hinsicht) zu geben zwischen den beiden genannten Deckengruppen. Ein Vertreter dieser Art, welcher ein Übergangsglied darstellt, wurde in der sog. Ganesh-Himal-Decke gefunden. (So benannt nach dem Ganesh Himalaya, 7300 m, NW von Kathmandu.) Der Bauplan sämtlicher Decken in Zentralnepal ist einheitlich. Auf eine steil nordfallende Wurzelzone in der Himalaya-Hauptkette und unmittelbar südlich davon folgt eine Antiklinalform gewaltigen Ausmasses. Südlich dieser Antiklinale, welche Gosainkund-Antiklinale nach dem Gosainkund-Gebirge, N Kathmandu, benannt wurde, folgt eine unruhige, tektonisch gestörte Zone mit nach Süden zunehmender Gewölbe- und Muldenbildung und lokalen Überschiebungen (Fig. 2). Die Überschiebungsbeträge längs den Hauptschubflächen betragen 100 bis 120 km. Hervorstechendstes Merkmal ist die enorme tektonisch-mechanische Durcharbeitung, welche sich äussert in Reduktionen und Auseinanderreissen einzelner Schichtglieder, in intensiver Kleinfältelung, in Mengen von lokalen, sekundären Überschiebungen, Aufschiebungen und Verwerfungen, in einer Aufteilung in völlig unregelmässig geformte Schubpakete (unregelmässig in allen Richtungen, besonders auch in Streichrichtung) und in einer hochgradigen Mylonitisierung. Die gewaltige tektonische Beanspruchung wurde auch durch die petrographischen Untersuchungen von J. P. HUNGER bestätigt, wie wir später sehen werden.

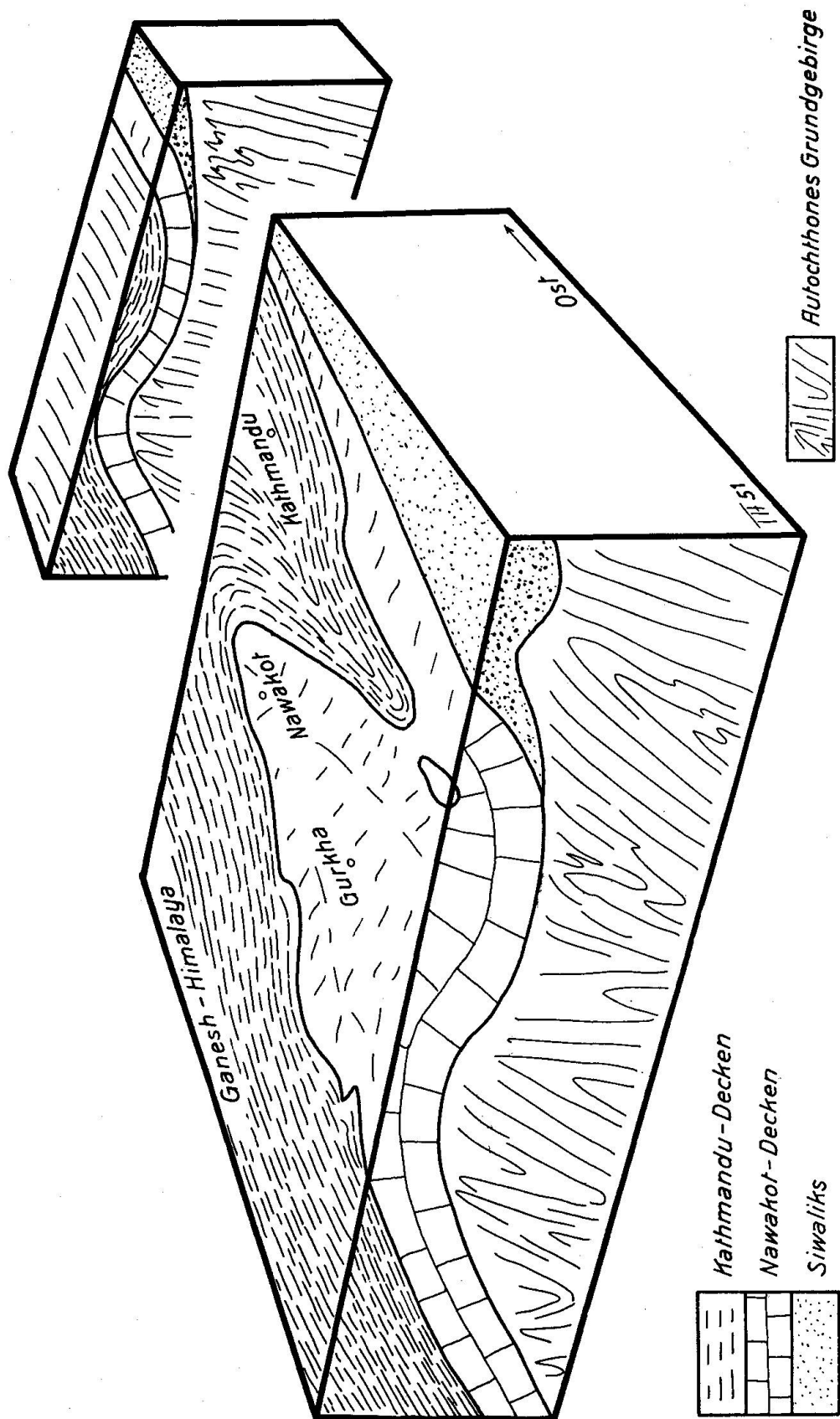


Fig. 1. Tektonisches Blockdiagramm von Zentralnepal (schematische Darstellung).

Tektonisches Profil durch den Himalaya in Zentral-Nepal

Süd

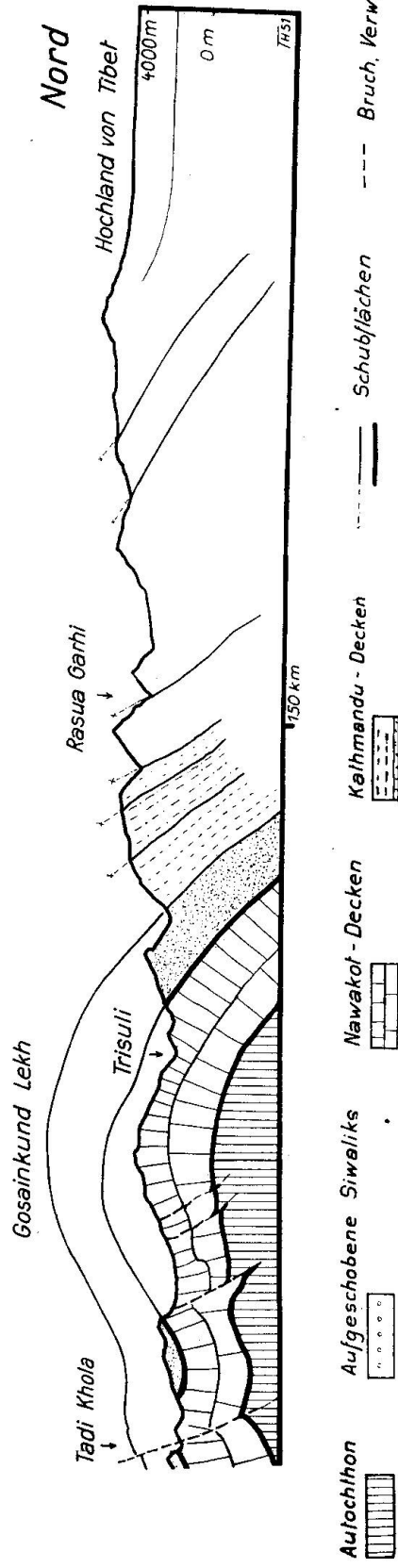
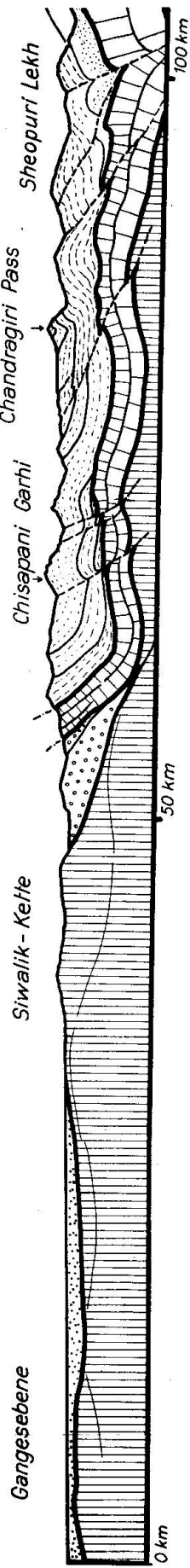


Fig. 2. Generelles tektonisches Profil durch den Himalaya im Querschnitt von Kathmandu.

Die in Zentralnepal gefundene rohe Zweiteilung der Schubmassen lässt sich unschwer mit der Deckeneinteilung im Garhwal-Himalaya (westlich von Nepal) parallelisieren. Die Nawakot-Decken entsprechen der „Krol“-Decke von AUDEN (1937) und von HEIM (1938); die Kathmandu-Decken entsprechen der Garhwal-Nappe von AUDEN (1937) und der Almora- und Crystalline-Central-Zone von HEIM (1939).

Im Gegensatz zu den genannten Autoren fand der Verfasser jedoch eine bedeutend kompliziertere Struktur der Decken vor. Die beiden erwähnten Deckengruppen bestehen in sich auch wieder aus mehreren selbständigen und vollständigen Decken, also mit Wurzel, mehr oder weniger flachliegendem Deckenmittellteil und mit Stirnteil. Die Decken innerhalb derselben Gruppe weisen ähnliche Gesteinsinhalte auf. Die Nawakot-Decken könnten — tektonisch gesprochen — mit den helvetischen Decken der Alpen verglichen werden, die Kathmandu-Decken mit den penninischen Decken.

Eine Zone, welche exakt, d. h. sowohl lithologisch-stratigraphisch als auch tektonisch der schweizerischen Molasse entlang dem Nordrand der Alpen entspricht, ist in der sog. Siwalikformation vertreten. Die scharfe und eindeutige lithologische Dreiteilung der Siwalikformation, nämlich schokoladebraune Schiefer, Sandsteine und Mergel (lower Siwaliks), hellgraue Glimmersandsteine (middle-Siwaliks) und grobe nagelfluhartige Konglomerate (upper Siwaliks) lässt sichere Schlüsse auf die Lagerungsform zu. Wir konnten demnach klar unterscheiden — wie in den Alpen — zwischen einer gefalteten Siwalikformation und einer aufgeschobenen Siwalikformation. Die aufgeschobenen Siwalikformationen wurden von den basalen Stirnpartien der Nawakot-Decken mitgeschleppt, längs dem sog. „main boundary thrust“ (Fig. 2). Die gefalteten Siwaliks tauchen in ausklingenden Antiklinalen und Synklinalen nach Süden unter das Alluvium der Gangesebene.

3. Die Nawakot-Decken

Die Decken der Nawakotgruppe erscheinen in einem tektonischen Halbfenster gewaltigsten Ausmasses, das sich vom Gebiet 10 km nördlich von Kathmandu nach Westen bis mindestens zur Senke von Pokhara erstreckt, also auf eine Länge (in Ost-West-Richtung gemessen) von über 100 km und einer grössten Breite von etwa 30 km im Querschnitt von Gurkha. Nach Osten, d. h. östlich von Kathmandu konnten die Nawakot-Decken, abgesehen von der schmalen Stirnzone im Süden, bis jetzt nicht

wieder gefunden werden; infolge des östlichen Achsengefälles sind sie von den Kathmandu-Decken überdeckt (Fig. 1). Die Lagerungsform innerhalb des genannten Halbfensters ist im wesentlichen eine Antiklinale im Nordteil (Gosainkund-Antiklinale), welche nach Süden in eine ausgesprochen flache Lagerung übergeht. Gegen die Stirnpartie zu, im Süden, wird die Schubmasse wieder sehr unruhig, mit einer Menge von Falten und lokalen Überschiebungen und andern Komplikationen (Fig. 2). Die Stirnpartie setzt sich als schmaler Streifen von nur wenigen km Breite nach Osten fort und wurde von AUDEN (1935) beim Durchbruch des Kosi-Flusses noch festgestellt. Dieser Streifen kann mit der Säntis- oder Pilatuskette verglichen werden; es ist quasi die „Brandungszone“ der Nawakot-Decken. Die Wurzelzone der Nawakot-Decken liegt durchwegs südlich der Hauptkette des Himalaya. Innerhalb der Nawakot-Deckengruppe konnten mit Sicherheit mindestens zwei selbständige Decken festgestellt werden. Eine schematische Darstellung mit generalisierter Verteilung und Anordnung der einzelnen Schichtstufen ist in Fig. 3 gegeben. Fossilien konnten in den Nawakot-Decken bis jetzt noch keine gefunden werden, wie sich ja die ganze Zone südlich der Hauptkette des Himalaya durch eine Fossilarmut oder gar durch völliges Fehlen von Fossilien auszeichnet. Die Gliederung erfolgt daher zunächst nach lithologischen Kriterien. Die Schichtstufen reichen von polygenen, oft rötlichen Breccien (Typus Piz Alv, rhätisch?) über Kalke, Dolomite (Hauptdolomit?), Quarzite, Phyllite und Konglomerate (Perm, Verrukano?), Glimmerquarzite und Phyllite bis zur Steinkohle, welche dem Karbon angehört. Gegen die Wurzelzone zu folgen dann im Liegenden noch Sandsteine, Phyllite und Glimmerschiefer. Der Dolomit scheint in der Stirnzone am mächtigsten aufzutreten. Gegen Norden, zur Wurzelzone, ist er stellenweise stark reduziert, wogegen in gleicher Richtung die Kalke und Breccien an Mächtigkeit zunehmen. Auch in Streichrichtung schwankt die Mächtigkeit des Dolomits ganz erheblich. Sein makroskopisches Bild mit der Klüftung und den herausgewitterten Kieselsuturen erinnert sehr stark an einen ostalpinen Dolomit.

Der „Verrukano“ ist das auffallendste Schichtglied der Nawakot-Decken. Die Komponentengrösse schwankt zwischen 1 mm und 0,5 m. Es sind violette Quarzgerölle in einem Grus aus Quarz mit der typischen rotbraunen Farbe. Die Konglomerate bilden nicht einen einzigen, zusammenhängenden Horizont, sondern sie treten als einzelne Lagen innerhalb eines ca. 2 km mächtigen Schiefer-Konglomerat-Phyllit-Komplexes auf. Infolge der sehr starken Anwitterung oder der bisweilen starken Metamorphose ist es oft schwer, das Konglomerat als solches

zu erkennen. Gneisen sieht es manchmal zum Verwechseln ähnlich. Beispielhaft schön erscheinen die Konglomerate dagegen auf geschliffenen Felsen in Bachbetten.

Unterhalb der konglomeratführenden Schiefer-Phyllitserie folgen etwa 3 bis 4 km mächtige hellgrüne, sehr massige Quarzite von teilweise auffallend frischem Aussehen. Die liegende Steinkohle bildet nicht ganze Horizonte, sondern nur Linsen, die besonders in den Stirnpartien angehäuft sind. Der Kohlegehalt in den Querschnitten von Kathmandu und Gurkha ist unbedeutend. Eine Analyse, die ich Herrn Prof. JAKOB verdanke, zeigt folgendes Bild: Gesamtwasser 4,14%, Kohlenstoff 1,53%. Oft ist an Stelle der Kohle nur kohlenhaltiger Phyllit vorhanden. Jedoch nicht alle schwarzen Phyllite dieses Horizontes schreiben ihre dunkle Farbe einem Kohle- oder Graphitgehalt zu; es finden sich auch schwarze Schiefer, die am Sonnenlicht sehr rasch ausbleichen. Die Steinkohle im Bezirk von Dhanga soll nach Mitteilung von Mr. MALLA dem gleichen Horizont angehören, also der Stirnpartie der Nawakot-Decken. Es scheint, dass stellenweise der Kohlehorizont als Gleitfläche für die Überschiebung gedient hat. Dies würde teilweise ihre Beschränkung auf Wurzel- und Stirnzone erklären.

Die liegenden Sandsteine und Schiefer der Wurzelzone sind ähnlich wie diejenigen der Kathmandu-Decken. Durch Intrusionen sind sie teilweise zu Glimmerschiefern und in geringerem Masse auch zu Gneisen umgewandelt. Wir können saure und basische Intrusionen unterscheiden. Die ersteren sind durch Schwärme von grossen und kleinen Pegmatiten vertreten. Aber auch feinste „migmatitartige“ Durchsetzung ist festzustellen. Soweit sich aus dem vorliegenden Profil Khan-chok-Gairigaon-Bakot (10 km NE Gurkha) ersehen lässt, beschränken sich die sauren Intrusionen nur auf die engste Wurzelzone und innerhalb dieser nur auf die oberste Nawakot-Decke. Diese stellt somit ein Übergangsglied zu den Kathmandu-Decken dar, wo die Intrusionen viel bedeutender sind. Das Nebengestein wurde in den unteren Partien zu Biotitglimmerschiefern, Zweiglimmerschiefern, Granatglimmerschiefern und zu Gneisen umgewandelt (letztere untergeordnet). Die Pegmatite sind von Kupfererz begleitet, die an schwer zugänglicher Stelle und mit primitivsten Mitteln (in halb zerfallenen Stollen) abgebaut werden. Dieses Kupfererz steht möglicherweise in Zusammenhang mit dem Misspickel, der in derselben Decke, aber in der Stirnpartie, am Trisulifluss nördlich von Kapilas gefunden wurden. Vereinzelt treten auch in geringmächtigen Lagergängen basische Intrusiva auf (vgl. Dünnschliff 160, ferner s in Fig. 3), welche offenbar in Beziehung stehen mit den Amphi-

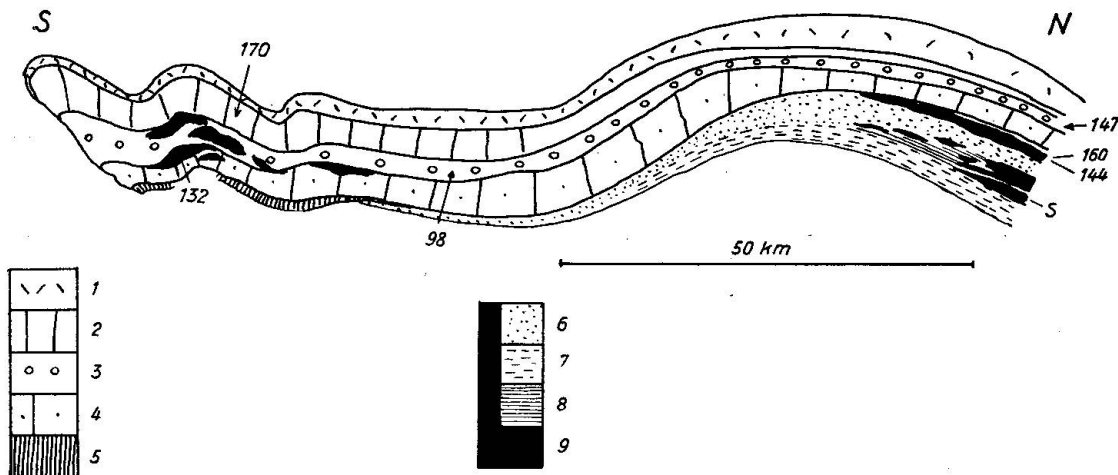


Fig. 3. Schematische Darstellung des Typus einer Decke aus der Nawakot-Deckengruppe in Zentral-Nepal.

1 Polygene Breccien und Kalke, 2 Dolomit, 3 Konglomerate, „Verrukano“, 4 Quarzite, 5 Phyllite mit Kohleeinschlüssen, 6 Sandsteine, 7 Phyllite und Glimmerschiefer, 8 Gneis, 9 Intrusionen (s = sauer).

boliten (Schliff 132), die ebenfalls in der Deckenstirn in grösseren Massen angehäuft sind. Beim Vergleich der Intrusiva zwischen der Stirn- und der Wurzelpartie der Nawakot-Decken drängt sich die Vermutung auf, dass sie in den Stirnpartien in höhere Schichtglieder eingedrungen sind als in der Wurzelzone. (Diese Erscheinung konnte noch in verstärktem Masse in der Kathmandu-Deckengruppe beobachtet werden.) Der flachliegende Mittelteil der Nawakot-Decken ist nach den bis jetzt vorliegenden Beobachtungen intrusionsfrei.

4. Die Kathmandu-Deckengruppe

Die Kathmandu-Decken bauen den grössten Teil des Himalaya-Gebirges in Nepal auf, und deren Wurzelzone hat sich zur gewaltigsten Erhebung der Erde aufgeworfen, wie die Gipfel des Manaslu, Mount Everest und Kangchendzönga eindrucklich zeigen. Im Querschnitt von Kathmandu konnten bis jetzt mit Sicherheit 4 übereinandergeschobene Decken ausgeschieden werden, die sich alle in Bau und Schichtfolge sehr ähnlich sind. Beweise für die Existenz dieser 4 Decken bestehen in lithologischen Repetitionen (mit z. T. fossilbelegten Horizonten), in Schubflächen, mit Ruschelzonen und Myloniten. (Schliff J stammt aus einer solchen Schubfläche am Chandragiripass, westlich von Kathmandu.)

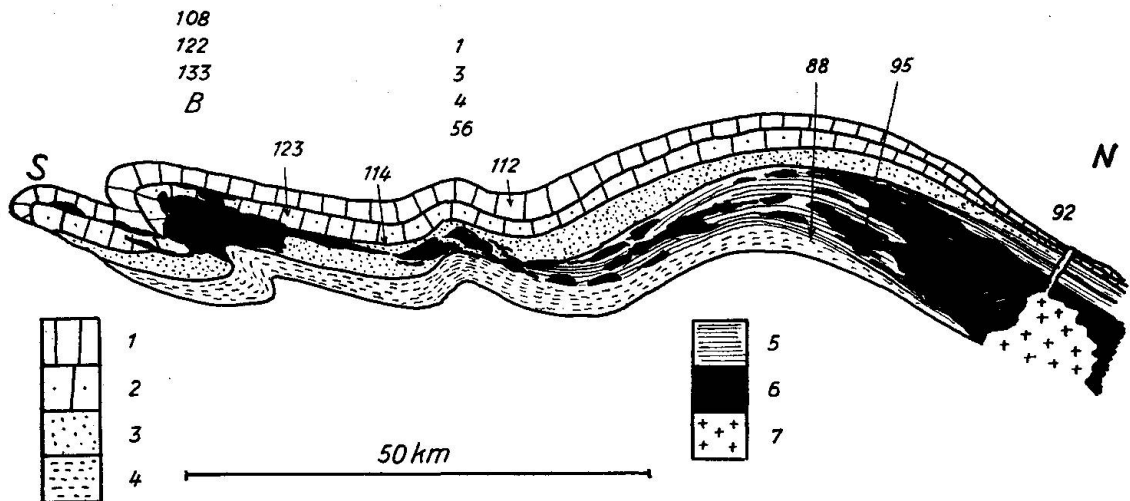


Fig. 4. Schematische Darstellung des Typus einer Decke aus der Kathmandu-Deckengruppe.

1 Kalk (Ordovicien), 2 Quarzit mit Mergel, 3 Sandstein, 4 Schiefer und Phyllite (3 und 4: präkambrisch bis unterpaläozoisch), 5 Gneis, 6 Intrusionen (voralpin), 7 Intrusionen (postalpin).

Die Ziffern im Profil bezeichnen die entsprechenden Gesteinsproben und Dünnschliffe.

In Fig. 4 ist ein schematischer Bauplan einer einzelnen Kathmandu-Decke gegeben. Die Schichtreihe zeigt als jüngstes Glied graue und weisse, teilweise etwas marmorisierte Kalke, die Mengen von grossen Pentakrinoiden enthalten. Auf Grund der Krinoiden und anderer Fossilien wurde das Alter von Bowman als Ordovicien bestimmt. Soweit bis jetzt festgestellt werden konnte, ist dies der einzige Fossilhorizont südlich der Wurzelzone. Unter den Kalken folgen helle, massige Quarzite mit oft rötlichem Einschlag. Diese gehen nach unten in tonige Quarzite und bunte Schiefer über (sog. Chitlang-Serie, benannt nach der Ortschaft Chitlang am Weg zur Hauptstadt Kathmandu). Die Übergangszone der „tonigen Quarzite“ sieht äusserlich dem Seewerkalk der helvetischen Kreide nicht unähnlich: zwischen den Quarzitlagen liegen dünne unebenhäufige Ton- und Mergellagen. Unter den Quarziten liegen quarzitische Sandsteine, die oft so mürbe sind, dass sie in der Hand zerdrückt werden können. Allmählich gehen diese Sandsteine nach unten in Glimmerschiefer und Phyllite über, die von AUDEN (1935) „Dailing Phyllites“-Tonschiefer genannt wurden. Deren Alter wird als präkambrisch bis unterpaläozoisch angenommen. Im Stirnteil sind im allgemeinen die höheren Schichtglieder mächtiger ausgebildet, in der Wurzelzone die tieferen Schichtstufen. Die „Dailing Phyllites“ scheinen in der Stirnzone ganz zu fehlen.

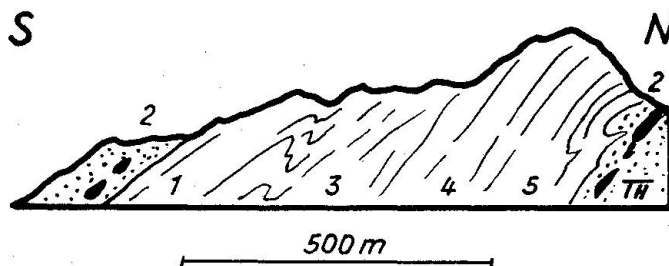


Fig. 5. Profil bei Gagal (10 km nordöstlich Kathmandu).

1 (Dünnschliff 1) Biotitquarzdiorit, 2 Sandsteine mit Pegmatiten, 3 (Dünnschliff 3) Zweiglimmer-Chloritgneis, 4 (Dünnschliff 4) Granathaltiger Zweiglimmergneis, 5 Glimmersandsteine und Glimmerschiefer mit Intrusionen.

Die Kathmandu-Decken erhalten ihr Gepräge durch ausgedehnte Intrusiva, die schon vor der Überschiebung injiziert worden sein mussten; das tektonische Bewegungsbild ist auch auf die Injektionen übertragen worden. Ähnlich wie in den Nawakot-Decken sind die Intrusiva besonders an tektonisch dazu prädestinierten Stellen angehäuft: in der Stirnzone, in einer Auffaltung im Mittelteil (Sheopuri Lekh nördlich Kathmandu) und in der Wurzelzone. In der Stirnregion (Fig. 4) ist ein grosser Pegmatit- und Granitkörper festzustellen, der sog. Kulikhani-Granit. (Schliffe B, 108, 122, 133.) Das Nebengestein wurde dort durch die Intrusionen relativ wenig umgewandelt (Schliff 123, Fig. 4). Im mittleren Teil der Kathmandu-Decken sind die Injektionserscheinungen besonders am Sheopuri Lekh (Lekh = Gebirge), welches das Kathmandu-Tal im Norden begrenzt, schön ausgebildet. Man trifft dort auf ein typisches Merkmal der Kathmandu-Decken, nämlich auf allmähliche Übergänge von den normalen, nicht metamorphen Sandsteinen und Schiefern über Glimmersandsteine und Glimmerschiefer zu Sandgneisen und zu Gneisen von teilweise Orthocharakter (sog. „Darjeelinggneis“). Für den kartierenden Geologen erwachsen daraus unermessliche Schwierigkeiten, denn es ist oft nicht möglich, eine Grenze zwischen nicht metamorphen Sandsteinen und Schiefern einerseits und Gneisen und Quarzdioriten anderseits zu ziehen. Man beginnt seine Wanderung im Sandstein und befindet sich, ohne dass man den Übergang genau lokalisieren könnte, plötzlich im Gneis. Fig. 5 zeigt ein Profil aus einer solchen Serie. Die Gneise sind oft gestreift, wodurch die Kleinfältelung deutlich hervortritt (Fig. 9).

Besonders interessant sind die Intrusionserscheinungen in dem wenig metamorphen Sandstein im Decken-Mittelteil (z. B. bei Kagate, 4 km nordwestlich Kathmandu). Turmalinpegmatite liegen z. T. als Lager-

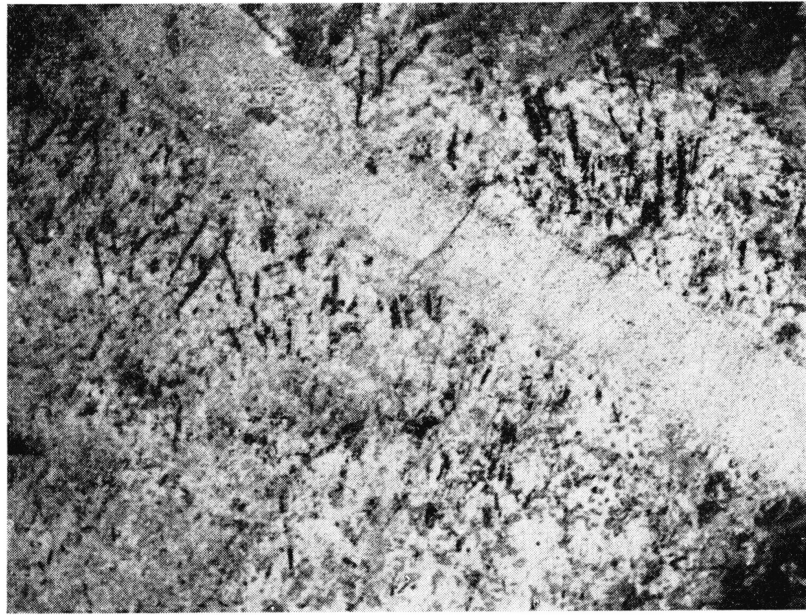


Fig. 6. Turmalin-Pegmatit mit ausgerichteten, bis 7 cm langen Turmalin-Kristallen. Der Pegmatit selbst ist wieder von einem Aplitgang durchdrungen.

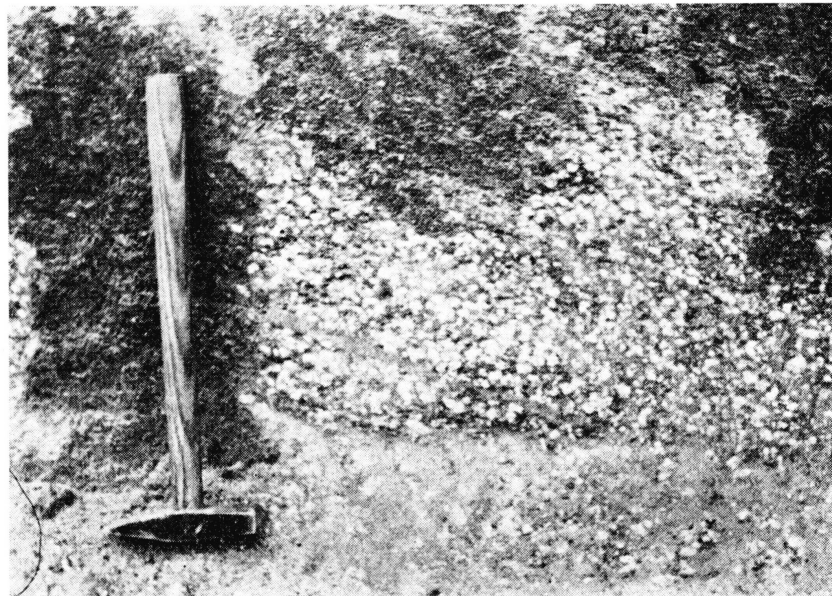


Fig. 7. „Migmatitische Erscheinungen“ im Sandstein der Kathmandu-Decken. Cm-grosse Orthoklaskristalle liegen als Einsprenglinge im unveränderten Sandstein. Die dunkle Farbe im Sandstein unter dem Hammerstiel rührt von der Limonitisierung. Durch Anreicherung der Orthoklaskristalle im Sandstein erfolgt ein allmählicher Übergang zu Granit.



Fig. 8. „Migmatitische Erscheinungen“ im Sandstein der Kathmandu-Decken. Einsprenglinge von einzelnen Orthoklas-Kristallen und von über faustgrossen Pegmatitmassen liegen gerichtet im nicht metamorphen Sandstein. Ein Übergangsglied zum Streifengneis der Fig. 9.

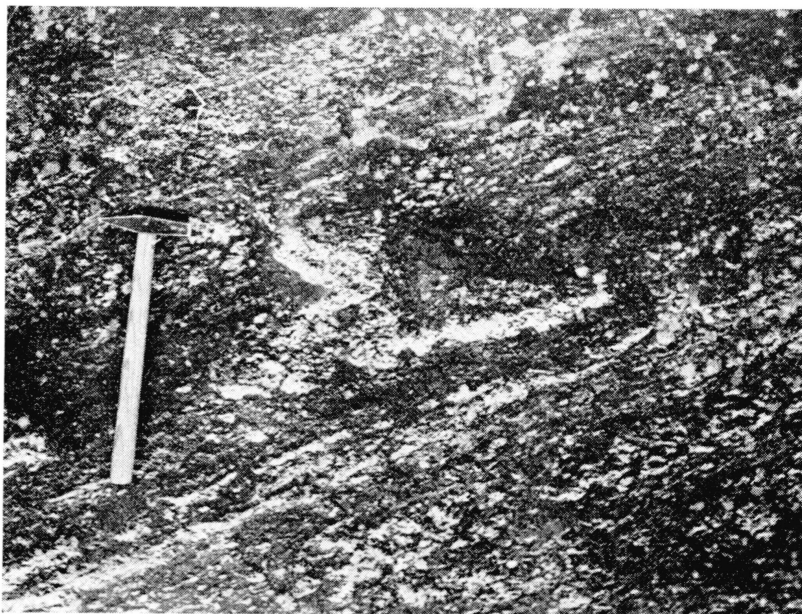


Fig. 9. Streifengneis der Kathmandu-Decken. Als Endglied einer Entwicklung der Gesteine der Fig. 7 und 8 zu betrachten (vgl. Fig. 5). Die helleren Gemengteile sind die ehemaligen Intrusionen, die dunkleren die zu Paragneis umgewandelten Sandsteine.

gänge und Linsen, z. T. als Dykes verschiedener Ausmasse, teilweise aber auch als unförmige grössere Massen in den wenig metamorphen Sandsteinen. Die letzteren bilden stellenweise wieder Einschlüsse in grösseren Injektionsmassen. Neben den Pegmatiten finden sich auch Aplite und sogar basischere, hornblendereichere Intrusionen, wobei die einen die anderen als Dykes durchschlagen können (Fig. 6).

Grosse Aufmerksamkeit verdienen die Intrusionserscheinungen, welche man offenbar mit „migmatitischen“ Vorgängen in Zusammenhang bringen muss: in normal aussehendem, nicht metamorphem Sandstein treten zunächst einzelne bis cm grosse, schön idiomorphe Orthoklaskristalle auf (Fig. 7). In einer bestimmten Richtung nimmt die Anzahl der Kristalle zu, der Gehalt an Sandstein ab, ohne dass der Sandstein jedoch irgendwelche Veränderungen aufweisen würde (Fig. 8). Der Sandstein verschwindet schliesslich ganz und wir befinden uns in einem schönen Granit, ohne sagen zu können, wo eigentlich die Grenze zwischen Sandstein und Granit liegt. Dieser allmähliche Übergang kann sich auf Distanzen von wenigen Metern bis etwa 100 Metern vollziehen. Ebenso allmählich kann sich auch der Übergang zu Gneisen vollziehen (Fig. 7—9).

Bei Betrachtung der gesamten Mächtigkeit einer Kathmandu-Decke ist zu sehen, wie die Injektionen im wesentlichen auf die mittleren Schichtglieder beschränkt sind. Dies ist besonders deutlich am Sheopuri Lekh nördlich von Kathmandu zu beobachten. Von dieser Intrusionszone mit ihren Pegmatiten, Graniten und Gneisen ausgehend (eine einzelne Decke betrachtet) nimmt die Metamorphose nach oben und nach unten fortlaufend ab. Das Kristallin liegt also nicht unmittelbar über der basalen Schubfläche. Dies ist also ein deutlicher Unterschied zwischen den Decken des Himalaya und denjenigen der Alpen. Bei den alpinen Decken liegt ja das Kristallin meist an der Basis der einzelnen Decken. Bei den Himalaya-Decken ist dagegen nicht das Kristallin ohne weiteres das älteste Schichtglied. Da die Schichtreihe im allgemeinen als normal angesehen werden kann, ist der Gneis als jünger zu betrachten als die liegenden, nicht metamorphen Sandsteine und Schiefer.

Gegen die Wurzelzone nimmt die Metamorphose und damit der Gehalt an Gneisen zu, wobei wiederum schwierig eine scharfe Grenze zwischen nicht metamorphen Serien und Gneisen zu ziehen ist. Speziell schöne Augengneise treten auf (Schliff 75). Die Pegmatit-Intrusionen sind gegenüber denjenigen im mittleren Deckenteil von untergeordneter Bedeutung, sie sind nur sporadisch vorhanden. Einige wenige Dykes (Fig. 10 und 11) durchschlagen sekundäre Schubflächen und teilweise sogar Clivageflächen, sie sind also als sehr jung zu datieren. Offenbar sind sie



Fig. 10. Gang im Gneis der Wurzelzone der Kathmandu-Decken (bei Rasua Garhi, an der tibetanischen Grenze, vgl. Fig. 14).



Fig. 11. Gang der Fig. 10.

mit den jungen Granitintrusionen im nördlichen tibetischen Himalaya in Beziehung zu bringen, die ja schon lange bekannt sind und mit der Bergeller Intrusion verglichen werden können.

Wenn wir nun die Intrusionen in einer Decke der Kathmandu-Deckengruppe gesamthaft betrachten, so geht daraus hervor, dass die Intrusionen in der Wurzelzone nur auf die tieferen Deckenteile, auf die Schiefer beschränkt bleiben, im Stirnteil dagegen bis in den obersten Teil des Quarzites vorgedrungen sind (Fig. 12).

In der Kathmandu-Deckengruppe liegen nun mindestens 4 solcher Decken der oben geschilderten Art übereinandergeschoben vor. Wenn dazu noch lokale tektonische Störungen (Brüche, Verwerfungen, Aufschiebungen) treten, so ergibt sich ein reichlich kompliziertes Bild. Ein Beispiel dafür ist in Fig. 13 gegeben, ein Profil längs des Weges über das Sheopuri Lekh von Kaulia bis Dandagaon. Eine tektonische Gliederung ist dort nur möglich, wenn man sie in benachbarten Sektoren genau kennt und wenn man durch langes Suchen schliesslich doch noch in einer Schubfläche auf einen kleinen Kalkschürfling stösst, den einzigen sicheren Anhaltspunkt.

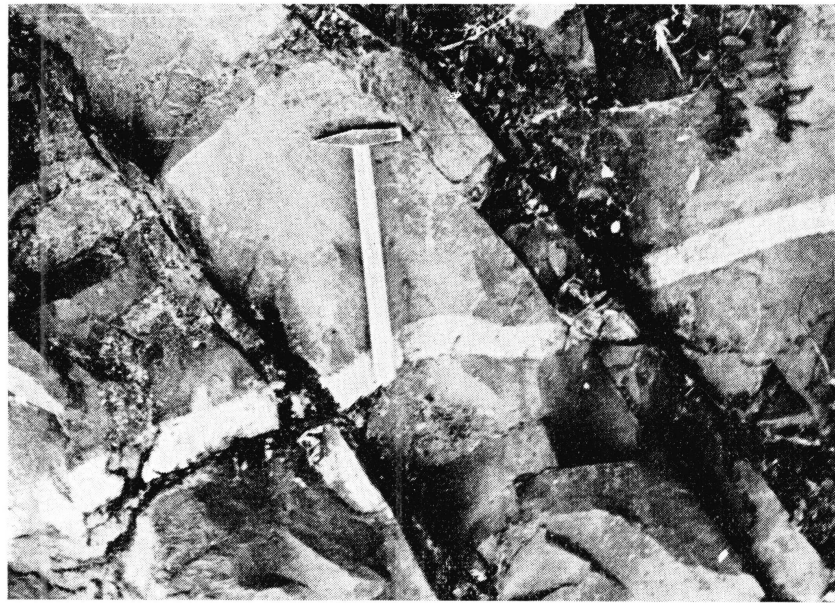


Fig. 12. Pegmatitgang im Quarzit der Stirnzone der Kathmandu-Decken.

Am leichtesten gelingt die tektonische Aufgliederung in der Wurzelzone (Fig. 14). Das Gesamtbild gleicht stark der Wurzelzone in den südlichen Schweizer Alpen, etwa im Puschlav-Veltlin, wo die im allgemeinen horizontale Lagerung in der Berninagruppe in ein steiles S-Fallen im südlichen Puschlav übergeht. Im Zentral-Himalaya liegt unmittelbar südlich der Wurzelzone die gewaltige Gosainkund Antiklinale. Von der Scheitellinie nimmt nach N fortschreitend das Nord-Fallen mehr und mehr zu, bis es Beträge von etwa 70—80 Grad erreicht. Die tektonischen Einheiten sind teilweise durch Sedimentkeile voneinander getrennt. Nicht alle Sedimentkeile greifen jedoch tief ins Kristallin hinunter. Nach Ausfall des Kalkes bildet der leicht erkennbare Quarzit das jüngste Glied der Muldenfüllung. Hie und da setzt sich die Deckenscheide als intrakristalline Schubfläche in die Tiefe fort. In den metamorphisierten Gneisen und Glimmerschiefern glaubt man oft die selben Schichtglieder wie in den südlicheren, weniger metamorphen Zonen wieder zu erkennen (vgl. Fig. 8). Die Wurzelzone weist also ausgesprochen alpine Züge auf.

Diese wenigen und lückenhaften Untersuchungsergebnisse geben natürlich nur ein unvollständiges Bild der geologisch-petrographischen Verhältnisse. Weitere Feld-Untersuchungen liegen jedoch bereits vor und sollen später publiziert werden. Zweifellos werden durch neue Untersuchungen auch weitere sehr interessante petrographische Probleme auftauchen.

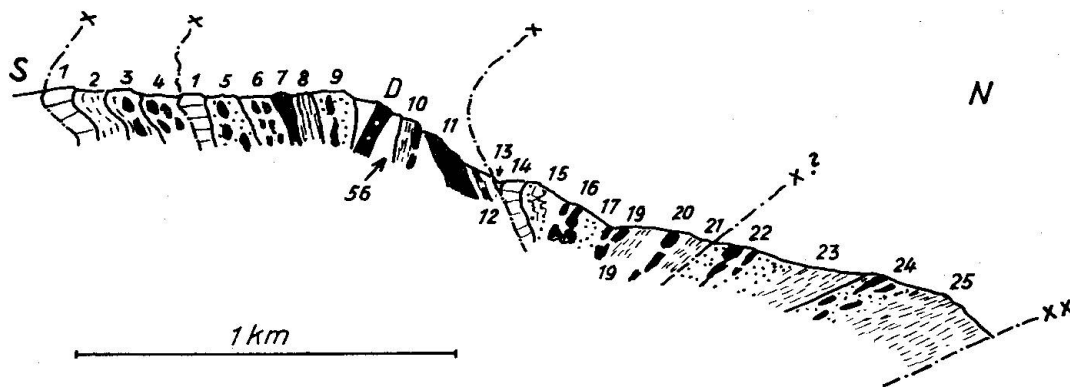


Fig. 13. Profil Kaulia-Dandagaon, Sheopuri Lekh, 15 km nordwestlich Kathmandu.

1 Laminierter Glimmerquarzit, hart, massig, 2 Gneis, gestreift, 3 Glimmerschiefer mit einzelnen Intrusionen, 4 Migmatit, 5 Sandstein und Glimmerschiefer mit Migmatiten, 6 Migmatit, 7 Granit, 8 Gneis mit Intrusionen, 9 Sandsteine mit Intrusionen, 10 Glimmerschiefer, mit Migmatiten, nach N weniger metamorph, 11 Epidotgranit, 12 Migmatit, Schubfläche, 13 Kalk-Schürfling, 14 harter Sandstein, wenig metamorph, 15 wie 14, jedoch massiger, Korngrösse zunehmend, bunt, verfälscht, 16 Sandstein mit Intrusionen, sehr mürbe, durchsetzt mit buntem, grobkörnigerem Sandstein, 17 grauer, mürber Sandstein, 18 wie 17, jedoch mit einzelnen Intrusionen (Pegmatite), 19 Glimmerschiefer, 20 Migmatit (vgl. Fig. 8), 21 Glimmerschiefer, 22 Sandstein, nach unten Intrusionen abnehmend, 23 Glimmerschiefer, 24 Sandstein mit Intrusionen, 25 Granatglimmerschiefer.

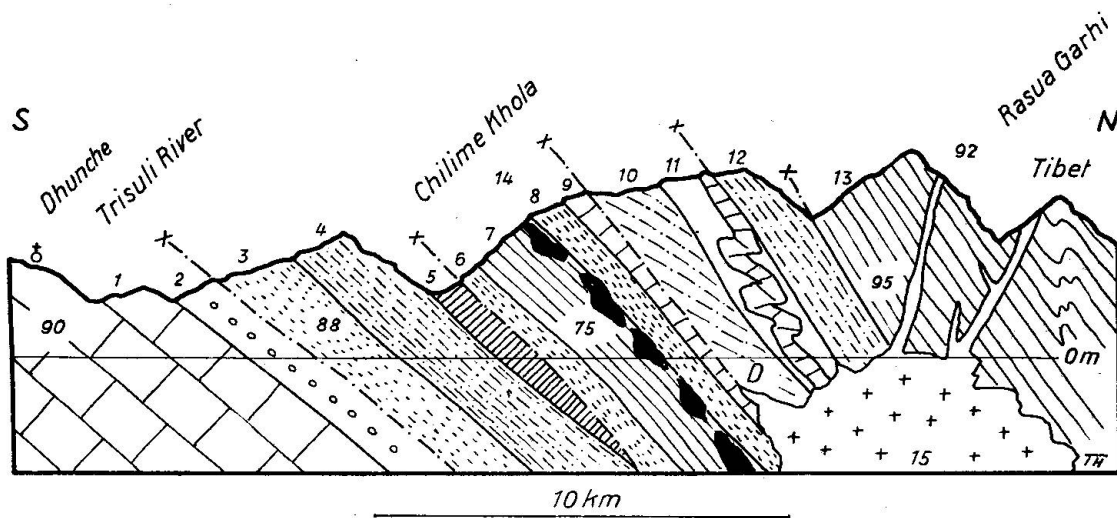


Fig. 14. Profil durch die Wurzelzone der Kathmandu-Decken im Oberlauf des Bhothe Kosi.

1 Quarzit (Schliff 90) (1 und 2: Nowakot-D), 2 Konglomerate, 3 Glimmerschiefer (Schliff 88), 4 Granatglimmerschiefer, 5 Sedimentzug von Syabrubensi, 6 Zweiglimmerschiefer, 7 Augengneis (Schliff 75), 8 Biotitglimmerschiefer, 9 Quarzit, 10 Granatglimmerschiefer (Schliff D), 11 Zweiglimmerschiefer, 12 Granatglimmerschiefer, 13 Augengneis (Dünnschliff 95), 14 Pegmatite, 15 junge Intrusiva.

Beschreibung einiger Handstücke und Dünnschliffe

Von seinen Studienreisen durch Zentralnepal brachte Dr. Hagen einiges Gesteinsmaterial nach Zürich. Da bis jetzt noch nie petrographische Untersuchungen in jenen Gebieten möglich waren, schien eine erste mikroskopische Durchsicht einiger ausgewählter Typen erwünscht. Gerade für die tektonische Bearbeitung war der Aufschluss über die Gefügeverhältnisse von Interesse. Dem Petrographen mögen natürlich die Beziehung zum Gesteinsverband, die weitere Gesteinsvergesellschaftung fehlen. Zu späterer Zeit wird ein eingehenderes Studium über die erweiterte und ergänzte Sammlung, bereichert durch vertiefte Feldbeobachtungen, folgen.

Turmalinpegmatit (Schliff 108 und 122).

Im Gefolge des Kulikhani-Granites der Kathmandu-Decke stehen meist diskordant Pegmatite. Die massigen, hellen Gesteine sind relativ feinkörnig und brechen in unregelmässige Stücke auf. Die Gesteinszertrümmerung greift tief in die Verbandsfestigkeit ein, ohne dass jedoch eine Verschieferung bemerkbar wäre.

Der Hauptanteil des Mineralgemenges besteht aus weissem K-Feldspat, der mit Quarz ein teilweise schon makroskopisch auffallendes Durchdringungsgefüge bildet. Einziger dunkler Gemengteil ist der schwarze Turmalin in feinkörniger und unregelmässiger Verteilung. Der säulig idiomorphe Habitus ist eher selten anzutreffen; meist nimmt auch der Turmalin am Implikationsgefüge teil. In einzelnen Handstücken beobachtet man partienweise das Hinzutreten von Muskovitblätterpaketen. Relativ feinkörnige Varietäten entsprechen einem Turmalingranit.

Das mikroskopische Bild: Textur: massig. Struktur: granoklastisch. Mineralbestand: Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Turmalin, Muskovit, Apatit. Die Quarzkörner greifen zackig-zahnig ineinander, sind teilweise stark in Teilindividuen aufgesplittert und löschen undulös aus. Der K-Feldspatanteil ist bedeutend. Der verzwillingte Plagioklas, mengenmässig gering vertreten, ist Albit bis Oligoklas. Der Turmalin zeigt vollkommen unregelmässige Umrisse, meist amöben- bis skelettartige Gebilde.

Biotitgranit (Kulikhani-Granit, Schliff B).

Der helle, grobkörnige Granit ist in strengem Sinne nicht mehr massig, sondern lässt eine leichte Schieferung erkennen, die sich vor allem im mikroskopischen Bild zeigt. Doch erkennt man noch leicht die früher

massige Anordnung der Gemengteile. Die Struktur ist granoklastisch. Mineralbestand: Quarz, Orthoklas, saurer Oligoklas, Biotit, Muskovit, Turmalin, Apatit.

U. d. M. erscheint der Quarz stark zertrümmert und feinkörnig in Nestern gruppiert. Der Orthoklas ist perthitisch entmischt und weist zudem intensive kataklastische Einwirkungen auf. Eine schon weitgehende Zersetzungstendenz macht sich beim Plagioklas bemerkbar. Dunkler Gemengteil ist der Biotit.

Die kräftigen kataklastischen Erscheinungen lassen den Granit als ein Übergangsglied zu einem Kataklasiten charakterisieren.

Zweiglimmeraugengneis (Schliff 133).

In der feinkörnigen, verschieferten Grundmasse liegen einsprenglingsartig bis 4 cm lange, oft verzwillingte Orthoklasindividuen. Mit dem sie umschmiegenden Glimmergewebe erzeugen sie das lentikulare Gefüge eines Augengneises.

Struktur: porphyroklastisch. Textur: schiefrig bis lentikular flaserig. Sowohl Quarz als auch Orthoklas und Albit sind intensiv kataklastisch. Grössere Individuen oder Einsprenglinge sind stark in Teilfelder aufgeteilt; Risse durchsetzen die Kristalle. Die Orthoklaseinsprenglinge sind meist nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. Im Glimmermaschenwerk von Biotit und Muskovit liegen die Übergemengteile Turmalin und Apatit.

Das Ausgangsgestein dürfte ein porphyrtiger Granit gewesen sein.

Zweiglimmergneis (Schliff 75).

Gegenüber dem oben beschriebenen Zweiglimmeraugengneis ist diese Varietät feinkörniger und stärker verschiefert, auch in der Farbe etwas dunkler entsprechend dem reicheren Biotitgehalt. Typisch ist die augige Ausbildung der Feldspatporphyroklasten, vor allem ausgeprägt im Längsbruch, während Haupt- und Querbruch eine intensive Kleinfaltung aufweisen, die die lentikulare Textur etwas verwischt. Textur: lentikular flaserig bis augig, klein gefaltet. Struktur: granoklastisch. Mineralbestand: Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit, Muskovit, (Chlorit), Erz.

Grosse Feldspatporphyroklasten (Orthoklas mit perthitischer Entmischung und saurer Plagioklas) stecken in einem Grus von Quarz und Plagioklas. Die granoklastische Grundmasse wird von Muskovitsträngen und Biotitlamellen lagig unterteilt. Glimmer umschmiegen lentikular die Einsprenglinge, die undulös auslösen und von Rissen durchsetzt in verschiedene Teilindividuen zerlegt sind. Diese typische Felderaufteilung aus ursprünglichen Einkristallen illustriert die mechanische Einwirkung auf das Gestein, das heute als Kataklasit vorliegt.

Zweiglimmergneis (Schliff 29).

Das Gestein ist wegen der markanten Ausbildung einer Striemungs- oder Streckungsrichtung von Interesse. Während der Querbruch lentikular spindelig bis lentikular flaserig entwickelt ist, zeigen alle darauf senkrechten Längsbrüche eine ausgeprägte Striemung oder lineare Streckung, ohne dass ein Hauptbruch dominiert. An der Regelung nach einer bevorzugten Richtung nehmen sowohl die Glimmerschüppchen, in Stränge und Schwänze angeordnet, wie auch die ausgeriebenen Quarz-Feldspat-Massen teil. Die Struktur ist kataklastisch feinkörnig, die Textur linear gestreckt bis lentikular spindelig-flaserig.

Im Dünnschliff erblickt man Porphyroklasten (Plagioklas, selten Orthoklas) in einem feinen Grus von Quarz und Plagioklas. Einsprenglinge und Grundmasse gehören dem selben Mineralgemenge an. Einer genauen Bestimmung wirkt die fortgeschrittene Zersetzung hindernd entgegen. Lokal angereichert und Porphyroklasten umhüllend finden sich feinblättrige Biotit- und Chloritaggregate; feinblättriger Muskovit ist ein weiterer Gemengteil. Da schon makroskopisch Änderungen im Gefüge feststellbar sind, darf das Gestein als Anfangsglied einer Mylonitserie gelten.

Granat und Sillimanit führender Biotitgneis (Schliff 95).

Im stark angewitterten Handstück macht sich eine unregelmässige Schieferung sichtbar. Zum Teil erkennt man eine schwach lentikulare Textur; meist jedoch liegt ein gleichkörniger Kristallgrus vor. Textur: schiefbrig-lagig. Struktur: ausgesprochen granoklastisch.

Die sehr grobkörnigen, hellen Gemengteile sind stark von Rissen durchsetzt, in einzelne Körner aufgeteilt, die undulös auslöschen. Dazwischen liegen die fetzig ausgefranzten Biotitblättchen, vereinzelt auch Muskovit. Der Granat ist leicht hellrosa, stark durch Risse gegliedert, in xenomorphen Reliktindividuen vertreten. Der spärliche Sillimanit bildet besig-büschelige oder stengelige Aggregate. Am typischen Zwillingslamellenbau erkennt man den sauren Plagioklas. Die Korngrenzen werden meist von einer gelben, limonitartigen Substanz verschmiert.

Mineralbestand: Quarz, saurer Plagioklas, Biotit, Granat, Sillimanit, Muskovit, Zirkon, opakes Erz.

Der Biotitgneis gehört zur Gruppe der Kataklastite.

Biotitquarzdiorit (Schliff 1).

Das hellgraue Gestein ist sehr feinkörnig. Makroskopisch erscheint die Textur massig, unter dem Mikroskop macht sich jedoch eine leichte Schieferung bemerkbar, indem sich der Biotit zum Teil in eine Richtung regelt. Lokal sind Quarz und Plagioklas in gröberem Korn angereichert, wobei der dunkle Glimmer fehlt.

Die undulöse Auslöschung z. T. als Böhmsche Streifung entwickelt, das Durchsetzen von Spaltrissen im Quarz kennzeichnen die kataklastische Struktur. Der häufig verzwillingte Andesin wird oft in Körneraggregate aufgeteilt. In geringer Menge tritt K-Feldspat auf. Quarz und Feldspäte grenzen meist in gerundeten Formen aneinander. An die Korngrenzen halten sich die feinen Biotitblättchen. Als Übergemengteile treten auf: Apatit, kleinste Zirkonkörnchen und opakes Erz.

Nach Mineralbestand und Gefüge ist das Gestein ein Biotitquarzdiorit, der einer leichten Umformung unterworfen wurde. Die Metamorphose ist jedoch destruktiv geblieben. Sie könnte durch mechanische Einwirkung, zum Beispiel durch Dislokationsvorgänge entstanden sein.

Zweiglimmerchloritgneis (Schliff 3).

Die makroskopischen Kennzeichen dieser Varietät sind: ausgesprochene Schieferung. Auf einzelnen Schieferungsflächen, z. T. auch als Rutsch- und Bruchflächen ausgebildet, findet man Beläge von grobblättrigem Muskovit neben Limonitkrusten. Der Plagioklas liegt als weissgelbliche Zersetzungsmasse vor. Dunkler Gemengteil ist der feinsblättrige Biotit. Quer zur allgemeinen Schieferungsrichtung verlaufen Störungen, eine Art von Zerrklüftchen, die meist von dunkelgrünen Chloritmassen erfüllt sind. Chlorit ersetzt auch partienweise den Biotit und reichert sich lokal stark an, sodass die Gesteinsfarbe von hellgrau zu gelblich-grün wechselt.

Um zersetzte Massen von Plagioklas, die meist linsig ausgelängt sind, und um Quarzaugen schlingen sich Biotit- und Chloritstränge und bilden eine schwach lentikular-schiefrige Textur. Die Struktur ist granoklastisch, teilweise lepidoblastisch. Der Biotit des Glimmermaschenwerkes ist teilweise chloritisiert. Seine Blättchen fransen meist aus, erscheinen an Störzonen oft zerbrochen oder verbogen und hin und wieder deutlich verschleppt. Die grünen, lokal angereicherten Chloritmassen dürfen als Zersetzungsprodukte des Biotits angesehen werden. Die unregelmässige Felderaufteilung und Kornzerkleinerung des sauren Plagioklasses ist ausgeprägt.

Mineralbestand und Gefüge lassen erkennen, dass dieses Gestein bedeutend intensiver von umprägenden Faktoren bestimmt wurde, intensiver beansprucht wurde als Gestein 1. Seine Erscheinungsform tangiert bereits diejenige eines Myloniten.

Das Material liegt heute als ein Zweiglimmerchloritgneis vor und könnte in Übereinstimmung mit dem Gestein 1 ein schwach epimorpher Biotitquarzdiorit sein. Die Metamorphose war auch hier vorwiegend destruktiv.

Granathaltiger Zweiglimmergneis (Schliff 4).

Im gleichen Profil, aus dem die Varietäten 1 und 3 beschrieben wurden, stehen stark geschieferte, lagige, z. T. granatführende Zweiglimmergneise an. Sie sind bei hohem Biotitgehalt dunkler. Neben feinkörnigen beobachtet man grobkörnige Lagen bei sich gleichbleibendem Mineralbestand. Makroskopisch ist der rote Granat nur in den gröber körnigen Partien erkennbar. In länglichen Nestern reichern sich Quarz und Feldspat an.

Textur: schiefrig. Struktur: granoklastisch bis lepidoklastisch. Mineralbestand: Quarz, Andesin, Biotit, Muskovit, Granat, Sillimanit, Turmalin, Apatit, Zirkon, opakes Erz, Limonit.

Der Quarz löscht undulös aus. Relativ frisch ist der Andesin. Der Biotit regelt sich nach der Schieferung ein. Seine Enden klingen meist zackig aus (Bruchformen!). Der oft querentwickelte Muskovit liegt in grossen Blättern vor. Die gerundeten, xenomorphen Granatkörner werden von quer zur Schieferung stehenden Rissen durchsetzt, die meist von Limonit erfüllt sind. Als Einschlüsse treten auf: Quarz und Biotit. Ein weiteres Mineral, in geringer Menge auftretend, ist der Sillimanit.

Auch bei dieser Probe haben wir wieder das deutlich kataklastische Bild, ähnlich der Varietät 1.

Amphibolit (Schliff 132).

Makroskopisch erkennt man lediglich die grüne Hornblende, die in leicht sperriger Anordnung das Gefüge bestimmt und den Plagioklas umschliesst.

Die Textur ist wenig schiefrig.

Die mikroskopische Durchsicht ergibt den folgenden Mineralbestand: grüne Hornblende, Andesin, Epidot, Biotit, opakes Erz.

Struktur: nematoblastisch.

Alle Komponenten sind stark angegriffen und zersetzt. Die Plagioklasindividuen werden von Epidotaggregaten durchsetzt. Dieses Mineral kann auch in einzelnen grossen Körnern auftreten. Lokal einzelne Biotitnester. Die geringe schiefe Auslöschung n_{γ}/c von 18° entspricht der grünen gewöhnlichen Hornblende. Bei Querschnitten entdeckt man eine Ummantelung einer gleichorientierten, aber kräftiger pleochroitischen Hornblende. Manche Hornblendepismen zeigen Knickungserscheinungen, Biegungsphänomene, spiessiges Ausgliedern der Enden. Diese anscheinend kataklastischen Kennzeichen beschränken sich indes auf dieses eine Mineral.

Amphibolit (Schliff 160).

Das grüne Gestein wird von einer langsäuligen bis strahligen Hornblende aufgebaut, in deren relativ sperrigem Gefüge der Plagioklas eingebettet wird. Die Mehrzahl der Hornblendeleisten liegen in einer bevorzugten Richtung, doch kommen auch Querentwicklungen vor.

Die Textur ist leicht geschiefert bis massig, die Struktur grano- bis nematoklastisch.

Die geringe Auslöschungsschiefe, nebst der Ausbildung, spricht für eine strahlsteinartige Hornblende. Diablastische Durchwachsung durch Plagioklas, Epidot und wenig Quarz. Streifenweise sammeln sich Biotitblättchen an. In Spickeln zwischen den Hornblendeprismen nistet sich Calcit ein.

Die Feldbeobachtung weist dieses Gestein der Gruppe basischer Intrusionen zu, die als geringmächtige Lagergänge vorliegen. Mineralbestand und Gefüge lassen diese Darstellung zu. Wann und durch welche Vorgänge die Umprägung stattfand, erfordert weitere Studien.

Hornblendeschiefer (Schliff D).

Das dunkelgrüne Gestein wird durch die ausgesprochen schiefrige Textur weitgehend charakterisiert. In der Schieferungsebene liegen dünnstengelige strahlige Hornblenden in wirrer Anordnung (bis 1 cm lang) in einem silbrig glänzenden Sericitgewebe, in dem auch kleine, braune Granatkristalle stecken. Schichtig zieht sich eine Quarzlage durchs Gestein. Mineralbestand: Quarz, geringer Plagioklasgehalt, strahlsteinartige Hornblende, Biotit, Apatit, Chlorit, opakes Erz.

Die stark pleochloritische, langstengelige Hornblende mit geringer Auslöschungsschiefe gehört zu den strahlsteinartigen. In Klüftchen des gerundeten Granates nistet sich Chlorit ein. Der Biotit tritt in einzelnen Blättchen auf.

Die Textur ist schiefrig, die Struktur nematoblastisch bis leicht klastisch.

Granathaltiger biotitführender Muskovitschiefer (Schliff 56).

In der silbrig glänzenden Glimmermasse entdeckt man einzelne Biotitblättchen, violett gefärbten Quarz und lagig stärker vertreten kleinste Körnchen idiomorphen Granates. Auf angewitterten Schieferungsflächen haften braune Limonitbeläge.

Textur: schiefrig. Struktur: lepidoblastisch bis granoklastisch.

In dünnen Lagen und gelängten Nestern reichert sich der Quarz an. Der Hauptgemengteil Muskovit bildet mit dem vereinzelt eingestreuten Biotit das Glimmergeflecht, das eine ausgezeichnete Schieferung markiert. Der blass rosa gefärbte Granat zeigt gerundete Körner, die vom Glimmergeflecht lentikular umschmiegelt werden. Limonit als feinstverteiltes Material erzeugt die Verfärbung.

Glimmerschiefer (Schliff 88).

Der monoschematische, mausgraue Glimmerschiefer ist sehr feinkörnig. Mineralbestand: Quarz, spärlicher saurer Plagioklas, Biotit, Muskovit, Epidot, opakes Erz.

Textur: schiefrig. Struktur: grano- bis lepidoblastisch.

In einzelnen Gebieten zeigen sich noch kataklastische Spuren. Ob eine Ausheilung stattgefunden hat oder nur geringe destruktive Vorgänge auf das Gestein einwirkten, lässt sich nicht aussagen.

Quarzreicher Zweiglimmerschiefer (Schliff 90).

Ein weiterer Vertreter der Paraserien ist dieser feinkörnige, biotitreiche, dunkelgraue Glimmerschiefer. Die oberflächliche Anwitterung erzeugt braune Verfärbung. Quarz reichert sich z. T. in Nestern und Knauern an.

Textur: schiefrig. Struktur: granoklastisch, z. T. lepidoblastisch.

Glimmerlagen oder -Stränge unterteilen die körnigen Quarzmassen, die zu Nestern, Linsen und Lagen ausgelängt erscheinen. Der Quarz löscht leicht undulös aus, zeigt noch Spuren mechanischer Einwirkung, die durch eine spätere Kristallblastese vielleicht teilweise wieder verwischt wurde.

Sandiger Kalkstein (Schliff 112).

Aus einer dunkelgrauen, feinkörnig bis dichten Masse glänzen spätige Einsprenglinge mit ausgezeichneten Spaltflächen.

Textur: leicht geschiefert. Struktur: granoblastisch.

In einer mikrokörnigen Masse von Calcit liegen Makroporphyroblasten des selben Minerals. Sie zeigen die für Calcit typische Verzwillingung. Partienweise finden sich gröberspätige Mineralbestände. Die eingestreuten Quarzkörner sind analog dem Calcit nach einer bevorzugten Richtung, der Schieferungsrichtung gelängt, die eine Bewegungsrichtung angeben könnte. Die Metamorphose bewirkte eine erste Sammelkristallisation.

Epidotführender Zweiglimmerschiefer (Schliff 123).

Textur: schiefrig. Struktur: granoblastisch.

Im feinkörnigen, dunkelgrauen Gestein erkennt man makroskopisch nur die Glimmer und den Quarz. Im Schliff fallen Epidotkörner und -Aggregate auf. Die Glimmer, Biotit und Sericit, durchsetzen gleichmässig verstreut die gleichkörnige Quarzmasse.

Quarzreicher Glimmerschiefer (Schliff 147).

Hellgraues, sericitreiches, schieferiges Gestein mit herausgewitterten Quarzknuern.

Textur: schiefrig. Struktur: granoklastisch bis lepidoblastisch.

Die Grundmasse besteht aus einer feinblättrigen Sericitmasse, in der einzelne Biotitblättchen auftauchen. In ausklingenden Lagen oder auskeilenden Nestern reichern sich Quarzkörner an, die granoklastischen Partien bedingend. Vereinzelt trifft man auf Turmalinsäulchen. Kataklastische Spuren sind erkennbar.

Dolomit (Schliff 170).

Das braunrötliche Gestein bricht muschelrig. Blauschwarze Tonhäute durchsetzen die mikrokristalline Masse.

Das mikroskopische Bild offenbart die regelmässige Pflasterstruktur. Quarz ist der einzige Nebengemengteil im vorherrschenden Dolomitgemenge.

Textur: massig. Struktur: granoblastisch.

Mylonit (Schliff J).

Die feinfaserig-schuppige bis beinahe dichte Ausbildung des Handstückes erweckt den Eindruck eines intensiv ausgeriebenen Materials. Im Schliff erkennt man granoklastische Quarzstriemen und feinschuppigen, streng in einer Richtung angeordneten Sericit. In querstreichenden Klüftchen hat sich Quarz ausgeschieden.

Wichtigste Literatur

- AUDEN, J. B. (1935): Traverses in the Himalaya. Records Geol. Survey of India, Vol. 69/2.
— (1934): Geology of the Krol Belt. Rec. Geol. Surv. India, Vol. 67.
— (1937): The structure of the Himalaya in Garhwal. Rec. Geol. Surv. India, Vol. 71.
HEIM ARN. und GANSSE A. (1938): Geological Observations in the Central Himalaya, Denkschriften der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Bd. 58, 1939.
MEDLICOTT, H. B. (1875): Rec. Geol. Surv. India, Vol. 8.