

Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk. *)

Von **L. P. Becker** und **R. Schumacher** (**)

Mit 5 Tafeln (geologische Karte, Profile, tektonische Karte, Gefügediagramme, Diagramme der Klufflächenpole), 5 Abbildungen und 5 Tabellen.

INHALT

	Seite
Zusammenfassung	2
Summary	2
Vorwort	2
I. Einführung	4
Historischer Überblick der geologischen Erforschung	
II. Gliederung der Gesteinsarten und geologischer Bau im Arbeitsgebiet	6
Zur Seriengliederung	6
Gliederung der Gesteinsarten	7
Gesteine der Gneis-Amphibolit-Serie	7
Gneiskomplex	7
Amphibolitkomplex	8
Gesteine der Glimmerschiefer-Serie	9
Glimmerschieferkomplex	9
Marmorkomplex	9
Gesteine der Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie	9
Geologischer Bau	9
III. Der metamorphe Werdegang der Gesteine	14
Kristallisations-Deformationsbeziehungen	14
Bedingungen der Metamorphose und Einstufung in die metamorphe Faziesgliederung	19
Alter der Metamorphose	20
IV. Tektonik	21
Die tektonischen Einheiten und ihre Grenzflächen	21
Faltentektonik	23
Bruchtektonik	25
Klüftung	26
V. Schlußfolgerung	26
VI. Literaturhinweise	30

*) Publikation Nr. 8 des Projekts 1793 (Tiefbau der Ostalpen).

**) Anschrift der Verfasser: Dr. Leander Peter Becker und Dr. Reinhold Schumacher, A-8010 Graz, Universität, Inst. f. Geol. u. Paläont., Heinrichstraße 26.

ZUSAMMENFASSUNG

Eine geologische Neukartierung mit Profilen, Diagrammen und Erläuterung des bisher größtenteils unbearbeiteten Gebietes zwischen den kristallinen Einheiten der Gleinalm im NE und der Stubalm im S wird vorgelegt.

Die Autoren kommen zu der Auffassung, daß die beiden Migmatitkörper, Gleinalm und Stubalm, eine zusammengehörige und syngenetische Einheit darstellen, da ihnen sowohl die Hauptstrukturelemente, als auch der über das gesamte Kartenblatt durchstreichende, mächtige Augengneis zug gemeinsam sind.

Summary

A new geologic map with cross-sections, diagrams and text-description is presented from a newly mapped area situated between the crystalline units of the Gleinalm in the NE and the Stubalm in the south.

The authors conclude that the migmatic bodies of both Gleinalm and Stubalm are consanguineous and syngenetic; this because of their main structural elements as well as the presence of one uninterrupted strip of a thick „augengneiss“ in both units.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit umfaßt das Bergland der südwestlichen Gleinalm bis in das nördliche Gebiet der Stubalm. Sie stellt also auch das zwischen den alten Kartierungen von F. ANGEL 1923 in der Gleinalm und der Karte der Stubalm von F. HERITSCH & F. CZERMAK 1923 unbearbeitet gebliebene Verbindungsstück dar.

Ein Einblick in dieses bisher unbekanntes Zwischengebiet schien um so wichtiger als die petrogenetische und geologische Beziehung zwischen dem Baukörper der Gleinalm und dem der Stubalm durchaus ungeklärt war.

Die folgende Übersichtsskizze zeigt die geographische Position und die Lage des Kartierungsgebietes schematisch im Rahmen der Deckeneinheiten nach der von E. CLAR, 1965, vorgeschlagenen Gliederung des „Oberostalpin“.

Die Arbeit entstand im Zuge von Dissertationsarbeiten am geologischen Institut der Universität Graz und enthält die gemeinsame Darstellung der Einzelergebnisse der Autoren. Aus der gemeinsamen Übersicht der Baukomplexe der Gleinalm wie auch der Stubalm-(Amering-)Einheit ergaben sich gegenüber den ehemaligen Seriengliederungen von F. ANGEL und F. HERITSCH einige Änderungen, die im einzelnen beschrieben und begründet werden.

Bezüglich der Beschreibung der Gesteine kann auf die betreffenden Arbeiten von L. P. BECKER 1973 und R. SCHUMACHER 1973 verwiesen werden. Die Arbeit stellt überdies den 1. Teil einer geologischen Gesamtbearbeitung des Stubalmgebietes dar. Der 2. Teil mit einem in gleichem

Die prozentuelle Mineralzusammensetzung der bearbeiteten Dünnschliffe wurde nach dem Punktzahlverfahren mit dem Integrationsokular der Fa. C. ZEISS durchgeführt. Bei einzelnen Schliffen wurden die dunklen Gemengteile durch Abschätzung nach TERRY & CHILINGAR, 1955, ausgezählt.

Abkürzungen im Text:

Ab	—	Albit	Disth	—	Disthen
Akt	—	Aktinolith	Ep	—	Epidot
Akz	—	Akzessorien	Gr	—	Granat (Almandin)
AlkF	—	Alkalifeldspat	Graph	—	Graphit
Ant	—	Antigorit	Hbl	—	grüne Hornblende
Ap	—	Apatit	Mu	—	Muskovit
Bi	—	Biotit	Plag	—	Plagioklas
Ca	—	Calcit	Qu	—	Quarz
Chl	—	Chlorit	Ser	—	Serizit
Pen	—	Pennin	Staur	—	Staurolith
Prochl	—	Prochlorit	Ti	—	Titanit
Klin	—	Klinochlor			

Die Feldarbeiten sowie die Ausführung wurden u. a. durch Mittel des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in dankenswerter Weise unterstützt. Die Arbeit selbst stellt einen Beitrag im Rahmen des Programms zur Erforschung des Tiefbaues des altkristallinen Muralpengebietes dar.

Herrn Prof. Dr. Karl METZ sind wir für seine stete Anteilnahme an dieser Arbeit, seine Anregungen und seine kritische Durchsicht des Manuskripts zu großem Dank verpflichtet. Die freundschaftliche Zusammenarbeit mit unseren Kollegen V. ERTL und O. TEKELI trug wesentlich zum Gelingen der Arbeit bei.

I. EINFÜHRUNG

Historischer Überblick der geologischen Erforschung

Abgesehen von ersten Hinweisen (ROLLE 1856, STUR 1871, VACEK 1890) wurden die ersten Kartierungen mit intensiven petrographischen Studien in den grundlegenden Arbeiten von F. HERITSCH, F. CZERMAK, F. ANGEL niedergelegt.

1923 gliederten F. HERITSCH & F. CZERMAK den Stubalpenkomplex in sieben Gesteinsserien (Ameringserie, Speikserie, Rappoltserie, Almhausserie, Teigtischserie, Gradenerserie und Obdacher Zone), denen F. CZERMAK, 1927, die „Lobminger Schuppendecke“ hinzufügte. Das Gleinalmgebiet wurde erstmals von F. ANGEL, 1923, aufgenommen, wie auch petrogra-

phisch ausführlich beschrieben. In dieser Arbeit gab er die bekannte Gleinalmgliederung nach den drei großen Baueinheiten: „Kerngesteine und Gefolgschaft“, „untere, kalkarme Serie“ und „obere, kalkreiche Serie“. Diese Arbeit fand ihre Fortsetzung (nach NE hin) durch die Kartierungen von F. CZERMAK & J. STINY, 1932.

In „Gesteine der Steiermark“ beschreibt F. ANGEL, 1924, u. a. sehr ausführlich (teilweise mit chemischen Analysen) verschiedene Gesteinsarten des Stub-Gleinalpenzuges und geht daneben auf genetische Zusammenhänge beider Gebirgskörper ein.

ANGEL schreibt: „Wir sehen in der Steiermark in mächtiger Ausbreitung einen zusammenhängenden alten Gebirgskörper vor uns, welcher der zweiten Tiefenstufe angehört. Zu diesem Gebirgskörper gehören die zweistufigen Intrusiva der Gleinalpe und ...“.

„Auf das mächtige zweistufige Gebirge sind Höfe mit erststufiger Metamorphose aufgefropft. Große Komplexe der alten Schieferhülle der zweistufigen Intrusiva wurden hierbei diaphthoritisiert.

Als Intrusiva gehören zu dieser neuen Kristallisation jene der Schladminger Tauern, der Amering- und der Wechsel-Intrusivkörper mit Ablegern.“

1925 gibt F. HERITSCH detailliertere Angaben über die einzelnen Gesteinstypen des Stubalpenkristallins:

In Anlehnung an die oben zitierte Arbeit von F. ANGEL nimmt F. HERITSCH an, daß granitisches Magma in ein metamorphes Gestein intrudierte (Orthogneise) und daß diese Intrusion der Gleinalpenkristallisation gleichzusetzen sei. Nach Intrusion, Faltung usw. wurde dann die Ameringserie von einer weiteren retrograden Metamorphose, der Ameringkristallisation, überprägt, die diesem Komplex den Habitus der Tauernzentralgneise verlieh.

Bereits 1921 gingen F. ANGEL und F. HERITSCH auf die Altersfrage des Stub-Gleinalpengebirges ein, doch kamen beide Autoren 1931 zu einer Revision ihrer früheren Auffassung, die zu folgendem Schema über Intrusions- und Bewegungsphasen führte.

Kurz soll im folgenden auf die neuerlich herausgearbeiteten, verschiedenen Intrusions- bzw. Bewegungsphasen eingegangen werden:

1. Älteste Bewegungs- und Intrusionsphase,
variszisch — Gleinalpenkristallisation und Gebirgsbildung.
2. Zweite Bewegungs- und Intrusionsphase,
vongosauisch — zweite Gebirgsbildung mit Diaphthorese.
3. Dritte Bewegungs- und Intrusionsphase,
Vor-Untermiozän-Ameringkristallisation,
Intrusion des Ameringorthogneises (= Tauernkristallisation).

4. Vierte Bewegungsphase,

Miozän — Vorschub der Stubalpen gegen das Untermiozän von Obdach.

Von der Koralpe (Kärnten) kommend, stellen A. KIESLINGER, 1928, und P. BECK-MANNAGETTA, 1949—51 zwei verschiedene B-Achsenpläne fest, einen älteren N—S-gerichteten und einen jüngeren E—W verlaufenden. Nach der Anpressung des Koralpenkomplexes an das Stubalpenkristallin haben am Westrand beider Gebirgseinheiten E—W-Bewegungen eingesetzt.

KIESLINGER wie auch BECK-MANNAGETTA nehmen für diesen E—W-Bauplan vorgosauisches Alter an.

F. J. DAHLKAMP, 1957, der im Rahmen einer Dissertation das Zentralgebiet der Stubalpe bearbeitete, nimmt für die unter „Schwachwirkungsbedingungen“ stattgefundenen Umsetzungsvorgänge der kristallinen Schiefer alpidische Zeit an.

II. GLIEDERUNG DER GESTEINSARTEN UND GEOLOGISCHER BAU IM ARBEITSGEBIET

Zur Seriengliederung

F. HERITSCH & F. CZERMAK 1923 haben eine Seriengliederung des Stubalpenkristallins ausgearbeitet, die nach lithologischen Gesichtspunkten aufgestellt und mit verschiedenen Lokalnamen bezeichnet wurde. Da hierbei die Gliederung teilweise nach petrographischen wie auch nach tektonischen Merkmalen erfolgte, bekommt diese Gesteinsaufteilung eine Mehrdeutigkeit. Außerdem führt eine Namengebung nach Lokalitäten häufig zu Verwirrungen und Verwechslungen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde der Begriff der „Serie“ im rein tektonischen Sinne verwendet, wobei regional bedeutende tektonische Trenn- bzw. Überschiebungsflächen gleichzeitig Grenzflächen der Serien bedeuten. Die Namengebung für eine Serie erfolgte jeweils nach der am mächtigsten vertretenen Gesteinsart bzw. Gesteinsgruppe.

Drei Serien konnten nach den erwähnten Gesichtspunkten herausgearbeitet werden:

GNEIS-AMPHIBOLIT-SERIE („Ameringserie“ und „Speikserie“ nach HERITSCH & CZERMAK)

GLIMMERSCHIEFER-SERIE („Rappoltserie“ und „Almhausserie“ nach HERITSCH & CZERMAK)

MARMOR-PEGMATIT-GLIMMERSCHIEFER-SERIE („Lobminger Schuppenzone“ nach F. CZERMAK 1927).

Die Gneis-Amphibolit-Serie wurde durch die zwei mächtigen Einheiten Gneis und Amphibolit in einen Gneiskomplex und einen Amphibolitkomplex untergliedert. Ebenso wurde die Glimmerschiefer-Serie in einen Glimmerschieferkomplex und in einen Marmorkomplex unterteilt.

Neben der Stubalpengliederung mußte aber auch die Gleinalpengliederung von F. ANGEL 1923 berücksichtigt werden, da diese Einheit unmittelbar im NE unseres Gebietes anschließt. Hierbei ergaben sich jedoch einige Schwierigkeiten, da F. ANGEL rein petrographische Serien benützt, tektonische Grenzflächen jedoch nicht berücksichtigt.

Dennoch konnten die einzelnen vergleichbaren Serien bzw. Komplexe gut parallelisiert werden. Die Differenzen, die sich aus der verschiedenen Interpretation des Serienbegriffes ergaben, dürften auf die im Stubalpengebiet wesentlich stärker ausgeprägte bruchhafte Tektonik zurückzuführen sein.

Eine ausführliche Gegenüberstellung der neuen Stubalpen-Seriengliederung (BECKER 1971, SCHUMACHER 1972 und TEKELI 1971) mit der älteren von HERITSCH & CZERMAK und der Gleinalpen-Seriengliederung von ANGEL zeigt die Abb. 5.

Gliederung der Gesteinsarten

Die folgende Übersicht über die Gesteinswelt des Arbeitsgebietes wird nach den schon erwähnten drei Serien aufgegliedert, wobei mit der liegenden Gneis-Amphibolit-Serie begonnen wird, der dann die hangende Glimmerschiefer-Serie im E und die Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie im W folgen.

Auf eine Beschreibung der Dünnschliffbefunde der Gesteinsarten wird im Rahmen dieser Arbeit verzichtet, da diese bereits ausführlich in den Mitteilungsblättern der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum (mit Einzelübersichtskarten) gegeben wurde (BECKER 1973, SCHUMACHER 1973, in Vorbereitung).

Im Kap. III wird jedoch nochmals zur Erläuterung der Metamorphose auf die Dünnschliffergebnisse eingegangen werden.

Tabellen (I und II) über die prozentuelle Mineralzusammensetzung der wichtigsten Gesteinsarten sind zur Erleichterung einer Übersicht dieser Arbeit beigegeben.

Gesteine der Gneis-Amphibolit-Serie

1. Gneiskomplex

- Plagioklasgneis (Hauptgesteinsart dieses Komplexes)
- Diaphthorite der Plagioklasgneise (vorwiegend am Westrand in der Nähe der Lobminger Schuppenzone)
- Gebänderter Plagioklasgneis (Auftreten im nördlichen Bereich der Plagioklasgneise mit Übergängen zu diesen, siehe Seite 20)
- Augengneis-Diaphthorite (entsprechend der Diaphthorese der Plagioklasgneise, sonst petrographisch-genetisch gleich dem Augengneis des Amphibolitkomplexes)

- Granitgneis-Diaphthorit (stark veränderliche Gesteinstypen, saure Züge im Plagioklasgneis bildend, Diaphthorese wie oben)
- Gemeiner Amphibolit (feinkörnige Typen, schwächige Züge im Plagioklasgneis)
- Phyllonitischer Chlorit-Muskovitschiefer (tektonische Randfazies am Augengneis im Stüblergraben südlich der Gaberlstraße)
- Epidot-Muskovitgneis (Randentwicklung des Augengneises südlich der Gaberlstraße, westlich Birkerhöhe)
- Epidot-Chloritfels (schmaler Zug an der Grenze der Plagioklasgneise gegen gebänderten Amphibolit südlich des oberen Geierleitengrabens)

2. Amphibolitkomplex

- Gemeiner Amphibolit (besonders im Süden des Gebietes mächtiger, sehr einförmiger Zug)
- Bänderamphibolit (dünne Bänder im cm-Bereich von sauren Lagen, gelegentlich auch gneisartiges Aussehen, wie z. B. S Birker Höhe, Gaberlstraße)
- Aplitamphibolit (grobgebändert, saure Lagen im m-Bereich)
- Hornblende-Biotit-Aplitgneis (basische Lagen nur noch im m-Bereich erhalten)
- Diorit-Granodiorit (schmaler Gesteinszug an der Grenze des Gneis- zum Amphibolitkomplex, den oberen Rachau-Graben querend)
- Hornblende-Epidotschiefer (schmaler Zug im Gemeinen Amphibolit der Roßbachelpe)
- Augengneis (200—500 m mächtiger, charakteristischer Gesteinszug, durchstreichend aus der Gleinalpe in die Stubalpe, unterschiedliche Augengröße, größte Ausbildung im nördlichen Kartenblatt, im Südwesten ausschließlich feinkörnig)
- Silikatmarmor (Sammelbezeichnung für verschiedene Typen karbonatischer Gesteine, siehe Seite 13)
- Marmor (schwächige Linsen im Gemeinen Amphibolit)
- Granat-Muskovitschiefer (schwächige Züge im Gemeinen Amphibolit, NE des Steinplan)
- Disthen-Stauroolith-Granat-Glimmerschiefer (aus der südlichen Gleinalmhülle in den NE-lichen Teil des Kartenblattes hineinstreichender Zug, hangend zum Augengneis, im Amphibolit auskeilend)
- Antigoritserpentinit (kleines Vorkommen im oberen Rachau-Graben, Hintertal)
- Aktinolithschiefer (kleines Vorkommen an der Grenze Gemeiner Amphibolit/Disthen-Granat-Glimmerschiefer, mittlerer Lobming-Graben)

Gesteine der Glimmerschiefer-Serie

3. Glimmerschieferkomplex

Disthen-Granat-Glimmerschiefer (Hauptverbreitung im Steinplan-Gebiet, südliche Terenbach-Alpe)

Zweiglimmerschiefer (in Folge verschieden starker Durchbewegung Wechsel der Typen von Zweiglimmerschiefer zu Zweiglimmergneis und Blastomyloniten)

Marmor, Pegmatit, Quarzit, Granat-Muskovitschiefer, Gemeiner Amphibolit (geringmächtige Linsen, unregelmäßig verteilt in diesem Komplex)

4. Marmorkomplex

Marmor (südlich Turner-Alpe, mächtige Gesteinszüge)

Pegmatit (10-er m mächtige, dem Marmor s-parallel eingeschaltete Lagen)

Quarzit (geringmächtig, ebenfalls konkordant im Marmor)

Zweiglimmergneis (schmaler Gesteinszug im südöstlichen Kartenbereich)

Gesteine der Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie

Miteinander stark verschuppte, diaphthoritisch überprägte Gesteinsgesellschaft, bestehend aus:

Marmor

Pegmatit—Pegmatitgneis

Disthen-Granat-Glimmerschiefer (meist diaphthoritisch)

Quarzitischer Gneis

Gemeiner Amphibolit (meist diaphthoritisch)

Graphitschiefer (blastomylonitisch)

Weiteres siehe im Kapitel „Tektonik“.

Geologischer Bau

Der Gneiskomplex der Gneis-Amphibolit-Serie stellt die tiefste Einheit im Kartierungsgebiet dar. Die Hauptgesteinsart dieses Komplexes wird durch den Plagioklasgneis und seinen im W liegenden diaphthoritischen Anteil vertreten. Dieser Gneiszug erstreckt sich mit annähernd gleichbleibender SW—NE-Streichrichtung vom Stüblergraben in SW über die Gaberlstraße—Lobmingtal—Geierleitengraben—Rachaugraben bis zur Kartengrenze am Gleinbach.

Das Einfallen ist, bedingt durch den intensiven Faltenbau (vom mm-bis mehrere 100-m-Bereich) nach SE wie nach NW gerichtet. Dementsprechend zeigen die Hauptachsen eine NE—SW-Richtung an.

Besonders der NE-Teil dieses Gneiskomplexes zeigt, etwa ab dem Möschbauern-Graben, ein immer stärker werdendes Auftreten des Gebänderten Plagioklasgneises (Bänderung im cm-Bereich).

Der diaphthoritische Anteil des Plagioklasgneises läßt im Handstück nur selten einen typischen Gneis erkennen, da dieser durch seine Durchbewegung (s-parallel, wie auch Anlage einer Transversalschieferung und durch ein Mineralneuwachstum (vorwiegend Chlorit) eher einen Glimmerschiefer-Habitus besitzt.

Diesem Gneiskörper sind bis zu wenige 100 m mächtige Granitgneis- und Augengneiszüge s-parallel eingeschaltet, wobei die im Diaphthoritgürtel liegenden Züge ebenfalls eine retrograd metamorphe Überprägung mit mehr oder weniger starker Durchbewegung aufweisen. Eine besonders starke Zerstörung, die teilweise bis zur Vergrusung reichen kann, zeigen besonders die im bzw. westlich des mittleren Geierleitengraben liegenden Augengneiseinschaltungen.

Vereinzelt und dann nur geringmächtig finden wir in diesem Komplex noch einzelne Amphibolitstreifen, südlich der Gaberlstraße phyllonitischen Chlorit-Muskovitschiefer und Epidot-Muskovitgneis.

Die W-Grenze des Gneiskomplexes ist durch den Verlauf der hier entlang ziehenden Überschiebungslinie der hangenden Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie gegeben, im NW dagegen wird die Gneiseinheit durch periglazialen Blockschutt überdeckt.

Nach E bzw. SE hin folgt, ohne tektonische Grenze, der hangende Amphibolitkomplex, der im S z. T. durch den über den Kartenbereich ziehenden, mehrere 100 m mächtigen Augengneis im N dagegen vornehmlich durch Hornblendegesteine verschiedener Art (Gemeiner Amphibolit, Bänderamphibolit, Diorit-Granodiorit usw.) eingeleitet wird. Die Hauptgesteinsarten sind, wie der Name schon sagt, Amphibolite im allgemeinen, wobei im N die \pm stark migmatisch beeinflussten Bänderamphibolite, Aplitamphibolite und Hornblende-Biotit-Aplitgneise, dagegen im S-Teil des Kartenblattes der Gemeine Amphibolit vorherrschen.

Das generelle Streichen ist auch hier NE—SW gerichtet, lediglich im Bereich des oberen Angerlgrabens ist ein Umbiegen in E—W zu beobachten, das aber dann weiter gegen NE wieder in die NE—SW-Richtung einschwenkt. Ebenso wie im Gneiskomplex ist auch hier das Einfallen der Schiefungsflächen durch den starken Faltenbau beidseitig möglich.

Das Achsenstreichen (Falten vom cm- bis mehrere 100-m-Bereich) folgt parallel dem s-Flächen-Streichen, wobei aber gelegentlich schräg bis senkrecht dazu streichende Faltenachsen anzutreffen sind, hierauf wird in Kap. IV (Tektonik) näher eingegangen werden.

Der im S (Lobming-Graben) etwa 200 m mächtige Augengneiszug weist Alkalifeldspatporphyroblasten von nur einigen mm Φ auf, die jedoch gegen N an Größe auffallend zunehmen (bis zu 2 cm im Φ), wobei jedoch, meist im Liegenden des Zuges, kleinaugige Partien auftreten.

Über diesem Gneiszug liegt im S-Kartenteil als Hauptmasse dieses Komplexes eine mächtige Amphiboliteinheit, die dem Streichen der bisher beschriebenen Gesteinszüge annähernd folgt.

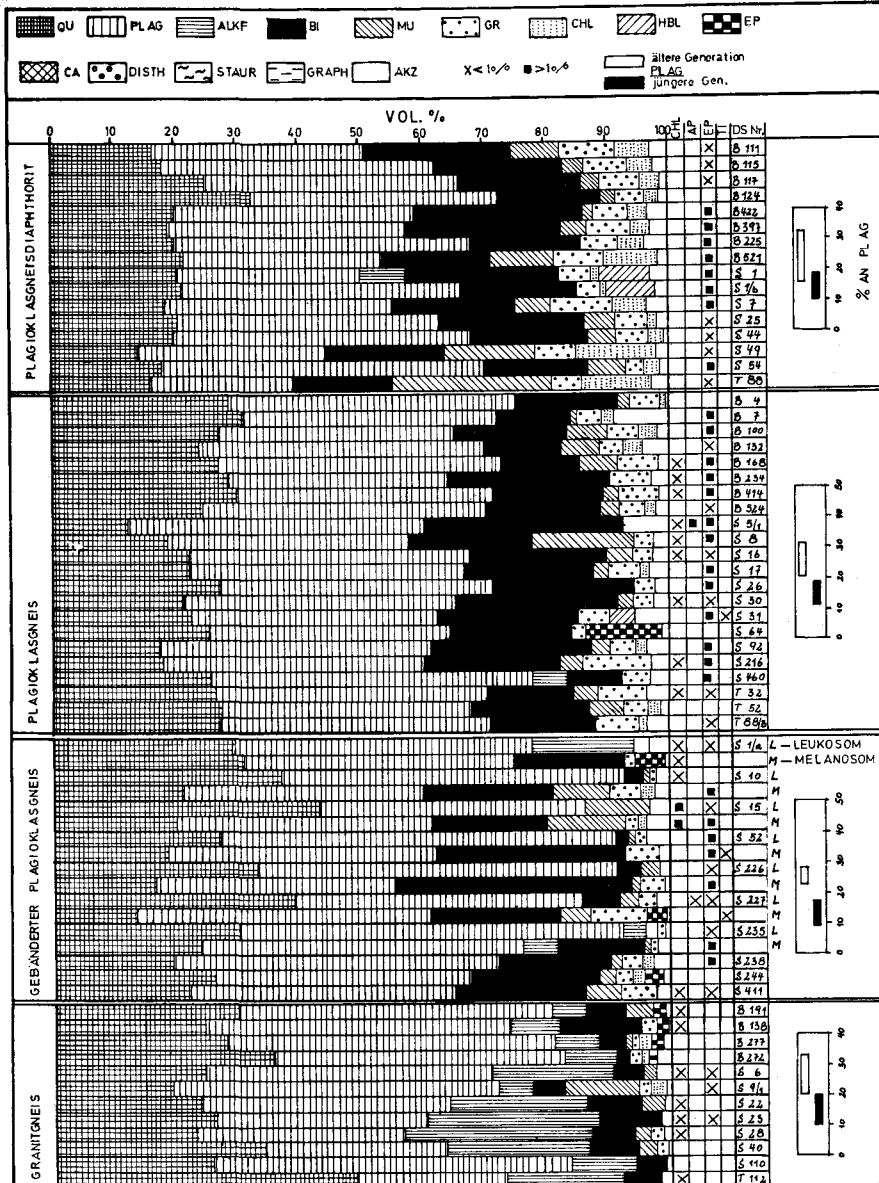


Tabelle I: Mineralzusammensetzung der Hauptgesteine des Gneiskomplexes.

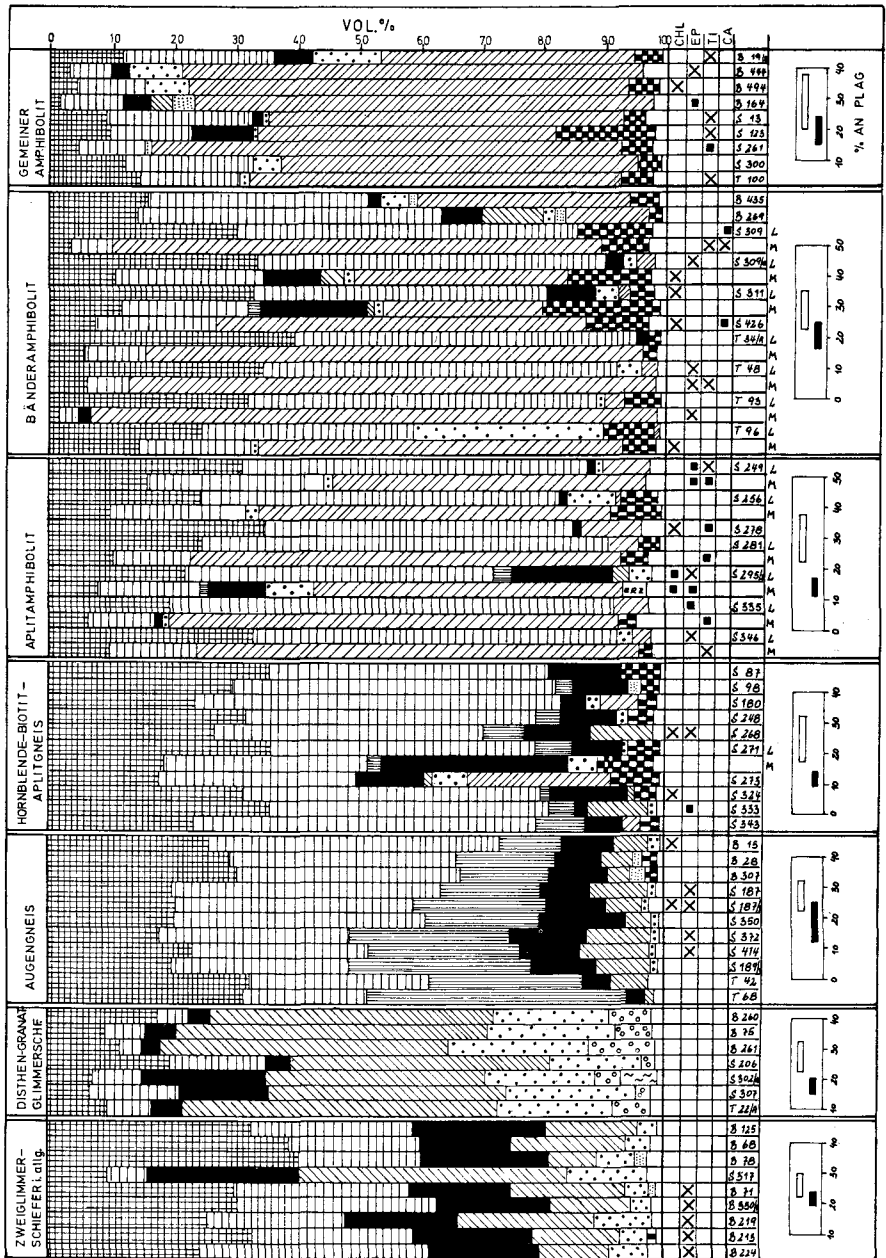


Tabelle II: Mineralzusammensetzung der Hauptgesteinstypen des Amphibolitkomplexes und des Glimmerschieferkomplexes.

Im Raum um den Steinplan liegt dieser gemeine Amphibolit in Form einer breiten und sanften Synklinale vor, die jedoch von hier gegen S (zum Lobming-Perschen-Graben) durch den intensiver auftretenden Kleinfaltenbau ihren Muldencharakter verliert.

Nicht selten sind schmale Marmorlagen (wie in den N-Gehängen des Lobming-Perschen-Grabens) s-parallel eingeschaltet und in den Faltenbau mit einbezogen. Es dürfte sich hierbei primär um sedimentäre, geringmächtige Kalkanreicherungen in einer mergeligen Abfolge handeln.

Die hangendste Gesteinsart des Amphibolitkomplexes in SE bildet der N-lich und S-lich des Perschengrabens auftretende Silikatmarmor, wobei es sich hier um ehemalige, sehr verschiedenartige, stark silikatisch und durch organische Substanz verunreinigte Kalke handelt.

So liegen Gneise neben glimmerreichen Typen mit stark schwankendem Calcitgehalt neben reinen Marmorlagen meist in Wechsellagerung vor. Die Mächtigkeiten der Lagen können dabei sehr verschieden sein und von mm bis mehrere m Dicke schwanken.

Vor allem im S tektonisch klar abgetrennt, liegt hangend des Amphibolitkomplexes die Glimmerschiefer-Serie, die durch den Disthen-Granat-Glimmerschiefer eingeleitet wird.

Dieser muskovitreiche und teils stark disthenführende Glimmerschiefer baut die eigentliche Steinplanerhebung auf, liegt aber auch um denselben in Form verschieden großer Erosionsinseln vor.

Über diesem Glimmerschiefer folgt ein Zweiglimmerschiefer, der durch eine starke mechanische Beanspruchung z. T. verschiedenartig ausgebildet sein kann, wobei vom Liegenden zum Hangenden hin eine intensiver werdende Durchbewegung festzustellen ist (siehe dazu BECKER 1971 bzw. 1973).

Der Zweiglimmergneis wie auch der blastomylonitische Zweiglimmerschiefer stellen also mechanisch bedingte Abarten (mit gneisigem bzw. quarzitischem Habitus) des Zweiglimmerschiefers dar.

Diesem Glimmerschiefer eingeschaltet sind einzelne Quarzitlagen neben etwas mächtigeren Marmorzügen, die nicht selten von sehr feinen Pegmatitstreifen begleitet werden.

Die südlich der Turner Alpe auftretenden breiteren Marmorbänder gehören bereits einer über den Glimmerschiefern liegenden höheren marmor- und pegmatitreichen Einheit (Marmorkomplex) (HERITSCH & CZERMAK: „Almhausserie“) an.

Die im W hangendste Serie, die Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie, wird durch den mächtigen Blockschutt größtenteils überdeckt. Die Serienbezeichnung enthält schon die wichtigsten Gesteinsarten, daneben können aber auch Einschaltungen von Gemeinem Amphibolit, Graphitschiefer und Quarzitischem Gneis vorliegen.

Alle Gesteine dieser Serie zeigen intensivste Durchbewegung, die sich teils durch Fältelungen und Gleitzerrüttungen äußert, teils aber auch durch

Gesteinszerstörung, wie Bildung von Brekzien, tektonischem Grus und Mylonit. Untereinander zeigen die einzelnen Gesteinsarten starke Verschuppungen, wonach F. CZERMAK, 1932, diesen stark diaphthoritischen Komplex als „Schuppendecke der Lobminger Überschiebung“ bezeichnete.

Das Streichen der vornehmlich steil stehenden Gesteinspakete schwankt zwischen NW—SE bis E—W, zeigt also, bezogen auf das allgemeine NE—SW-Streichen der Liegendserie, eine auffallende tektonische Diskordanz.

III. DER METAMORPHE WERDEGANG DER GESTEINE

Kristallisations-Deformationsbeziehungen

Die Bearbeitung des umfangreichen Dünnschliffmaterials ergab viele Einblicke in sekundäre Mineralumbildungen, in tektonisch bedingte Mineralkornregelungen und damit in die zeitlichen Verhältnisse von Kristallisations- und Deformationsphasen zueinander.

Die sich daraus ergebenden Schlußfolgerungen sollen nun behandelt werden, nachdem die Beschreibung der Dünnschliffe schon anderwärtig ausführlich mit Bildmaterial gebracht wurde. Graphische Darstellungen des Vol-Prozent-Verhältnisses des Mineralbestandes der wichtigsten Gesteinsarten sind dem Text jedoch beigelegt.

Folgende, vorwiegend diaphthoritische Mineralumbildungen lassen sich allenthalben erkennen:

Plagioklas-Alkalifeldspat → Serizit, Klinozoisit (von schwacher Füllung der Feldspäte bis zu völliger Vernichtung von Kornform und Korngrenzen)

Biotit → Chlorit, Epidot (Muskovit) (teilweise auch Bildung von Pseudomorphosen)

Granat → Biotit, Epidot, Chlorit (verschiedene Umwandlungsstadien)

Grüne Hornblende → Biotit, Epidot (Floititisierung), Chlorit, Calcit (Titanit), Aktinolith, Antigorit

Disthen → Muskovit/Serizit (Pseudomorphosenbildung)

Wie im einzelnen im Zusammenhang mit den Schliffbeschreibungen schon ausgeführt wurde, lassen sich im Falle von Quarz, Feldspat, Biotit, Granat oft zwei aufeinanderfolgende Generationen unterscheiden, deren Zustand ihrer Zerbrechung, ihr Einbau im übrigen Gewebe und deren Verwachsung untereinander unterschiedlich ist. Trotzdem lassen sich vielfach ältere und jüngere Quarz-Feldspat-Generationen nur unsicher voneinander trennen.

Auf Grund dieser verschieden-zeitlichen Bildungen ließ sich ein Schema aufstellen, welches eine zeitliche Abfolge von Kristallisations- (Kr)- und Deformationsakten (Fm) wiedergibt. Es hat sich gezeigt, daß in diesem Grundschema zwanglos alle Gesteine des Arbeitsgebietes untergebracht werden können.

Man kann jedoch zwischen Zeiten aktiver Metamorphose (Kr) und solchen mechanischer Verformungen (Fm) nicht scharf trennen, was z. T. durch paratektonisches Wachstum von Granat und Biotit belegbar ist, zum anderen Teil aber auch durch die nur bruchstückhafte Erhaltung oft mehrdeutiger Spuren bedingt ist.

Folgendes Grundschema ergab sich aus den Untersuchungen:

Kr₁: älteste erkennbare Mineralparagenese. Durch sie wurde eine älteste s-Flächenschar bereits kristallin fixiert.

Fm₁: Hauptdeformation, Zerbrechung der Kr₁-Paragenese, Schaffung des B₁-Achsenplanes und Gleitbewegungen in s, Anlage eines jüngeren s (s₁).

Kr₂: Rekristallisation und teilweise Umbau des älteren Mineralbestandes, syn- bis posttektonisches Mineralneuwachstum, Anatexis bis Metablastese.

Fm₂: Jüngere, schwächere Deformation mit Mylonitbildungen, Phyllonitierungen, Anlage neuer s-Flächen (s₂), B₂-Achsenplan, Einsetzen weit verbreiteter Diaphthorese.

Kr₃: Vielfach Fm₂ zeitlich überdauernde Mineralum- und -neubildung im Zuge der Diaphthorese.

Die Anwendung dieses Grundschemas ergibt für den Gneiskomplex das folgende in Tab. III dargestellte Bild von Kristallisationen und Verformungen:

Der Mineralbestand der ältesten erkennbaren, vortektonischen Kristallisation (Kr₁) kann nicht mehr vollständig rekonstruiert werden. Als gesichert kann die Paragenese Quarz — Plagioklas (Oligoklas) — Biotit — Granat (Almandin) — gr. Hornblende (nur lokal begrenzt am Mineralbestand beteiligt) angenommen werden. Biotit, Granat und Hornblende zeigen eindeutig postkristalline Deformationen.

Biotit und Hornblende sind bereits im alten s gewachsen und in diesem eingeregelt. Sie sind also vortektonisch, bezogen auf Fm₁.

Die Unterscheidung der Kr₁-Quarze und Plagioklase von denen der Kr₂ ist schwierig und oft nicht durchführbar, Kornform und die Serizit-Klinozoisit-Fülle der Plagioklase geben Hinweise auf die Unterscheidung.

Darüber, ob Muskovit schon der vortektonischen Kristallisation (Kr₁) angehörte, ist eine Aussage nicht möglich, die Verformungsanzeichen deuten aber bereits auf ein syntektonisches Wachstum hin.

Die nachtektonische Kristallisation Kr₂ setzt sich aus Quarz-Plagioklas (Oligoalbit-Oligoklas) — Alkalifeldspat — Biotit — Muskovit — Granat — Epidot zusammen.

Gekrümmte und polygonal angeordnete Biotite weisen auf ein schon syntektonisches Wachstum hin, wogegen die Querbiotite (s₁) eindeutig nachtektonisch kristallisierten. Die einschlußfreien, hypidiomorphen Randzonen der Granate beweisen, daß ihr Wachstum die Hauptverformung überdauerte und bis in die Frühphase von Kr₂ hineinreicht. Als völlige

Gneiskomplex

Tabelle III

Kr ₁	Fm ₁	Kr ₂	Fm ₂	Kr ₃
Quarz		Quarz		Quarz
Plagioklas (Oligoklas)		Plagioklas (Oligoalbit)		Plagioklas (Albit-Oligoalbit)
?		Alkalifeldspat		
Biotit		Biotit		Biotit
?		Muskovit		Muskovit/Serizit
Granat (Almandin?)				
				Chlorit
?		Epidot		Epidot/Klinozoisit
gr. Hornblende				

Neubildungen werden Quarz-Plagioklas-Alkalifeldspat angesehen, wobei sie z. T. als syntektonische Bildungen aufgefaßt werden.

Lokal wurde der vorliegende Mineralbestand von einer Deformationsphase (junge Brüche und Überschiebungen) erfaßt, welche zu einer diaphthoritischen Kristallisation (Kr₃) führte. Die Mineralparagenese dieser Kr₃ setzt sich zusammen aus:

Quarz — Albit/Oligoalbit — Chlorit/Biotit — Muskovit/Serizit — Epidot/Klinozoisit (?).

Die starke Undulation der Quarze und die Serizit-Klinozoisit-Fülle der Plagioklase gehen hauptsächlich auf diese diaphthoritische Verformung zurück.

Für die Gesteine des Amphibolitkomplexes ist die Mineralisationsabfolge aus Tabelle IV zu ersehen.

Amphibolitkomplex (Amphibol-Gesteine)

Tabelle IV

Kr ₁	Fm ₁	Kr ₂	Fm ₂	Kr ₃
gr. Hornblende				
Quarz		Quarz		Quarz
Plagioklas (Oligoklas-Andesin)		Plagioklas (Oligoalbit-Oligoklas)		Plagioklas (Albit-Oligoalbit)
		Alkalifeldspat		
?		Biotit		Biotit
		Epidot		Epidot
Granat (Almandin?)				
		Muskovit		Muskovit
		Titanit		
				Chlorit
				Karbonat
				Erz
				Antigorit
				Aktinolith

Aus der vortektonischen Paragenese (Kr_1) lassen sich nachweisen: Grüne Hornblende (Spuren primärer brauner Hornblende wurden nicht gefunden) — Quarz (stark wechselnde Mengen) — Oligoklas/Andesin — Granat (Almandin), fraglich Biotit.

Der nachtektonischen Kristallisation Kr_2 gehören Quarz-Oligoalbit/Oligoklas — Alkalifeldspat — Biotit — Epidot — Muskovit — Titanit an.

Es ist auffallend, daß keine Spur eines Neuwachstums von Grüner Hornblende in Kr_2 gefunden wurde. Dagegen ist Biotitisierung und Epidotisierung im Zuge der Floititisierung erweisbar. (F. ANGEL 1939, 1940, H. HERITSCHE 1963, W. PROSSNIG 1969).

Diese wiederum dürfte genetisch im Zusammenhang mit den anatektischen Vorgängen und dem Neuwachstum der Kalifeldspäte in den sauren Gesteinen stehen. Ihr Maximum erreicht die Floititisierung auch tatsächlich in den Aplitamphiboliten und den Hornblende-Biotit-Aplitgneisen.

Die Granat-Kristallisation überdauerte teilweise die Verformung, Anzeichen dafür sind die idiomorph ausgebildeten, einschlußfreien Ränder und ein Weiterwachsen in das deformierte Grundgewebe.

Für die Quarz-Plagioklas- und Alkalifeldspat-Kristallisation ergibt sich stellenweise schon ein syntektonisches Alter.

Die Diaphthorese (Kr_3) äußert sich nur mehr schwach in dem Wachstum von wenig Quarz-Plagioklas (Albit-Oligoalbit) — Chlorit/Biotit — Epidot/Klinozoisit (?) — Muskovit/Serizit. Lokal jedoch, an jungen Störungszonen, tritt Kr_3 äußerst stark durch die Umwandlungsprodukte Chlorit — Antigorit — Aktinolith — Karbonat — Erz in Erscheinung.

Die nachfolgende Tabelle V für die Glimmerschiefer zeigt im Prinzip Übereinstimmung mit den anderen Gesteinen, doch tritt eine gewisse Verarmung von Kr_2 infolge der geringen anatektischen Umbildungen ein.

Im Zuge von Kr_2 wurde Disthen teilweise in Muskovit/Serizit umgewandelt. Im Extremfall führte dieser Prozeß bis zur Pseudomorphose von Muskovit nach Disthen.

Das Granatwachstum scheint auch bei den Glimmerschiefern die Deformationsphase Fm_1 überdauert zu haben.

Die Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie (Lobminger Schuppenzone) läßt sich nur zum Teil im gleichen Schema behandeln, da hier infolge der starken diaphthoritischen Einwirkung Kr_1 und Kr_2 nicht mehr voneinander getrennt werden können. Die Überprägung des alten Mineralbestandes und Gefüge durch Fm_2 und Kr_3 ist zu intensiv.

Für die Glimmerschiefer dieser Serie gilt im wesentlichen die in Tabelle V gegebene Aufstellung.

In den karbonatführenden Gesteinen sind Epidot und Aktinolith charakteristische Gemengteile der Kr_3 .

Glimmerschieferkomplex

Tabelle V

Kr ₁	Fm ₁	Kr ₂	Fm ₂	Kr ₃
Quarz		Quarz		Quarz
Plagioklas (Oligoklas)		Plagioklas (Oligoab.-Oligokl.)		
Muskovit		Muskovit		Muskovit
Granat (Almandin ?)				
Disthen				
Staurolith				
Biotit		Biotit		
		Epidot		Epidot
				Chlorit
				Turmalin

Bedingungen der Metamorphose und Einstufung in die metamorphe Faziesgliederung

Die oben beschriebene Gesteinsfolge erhielt ihren heute erkennbaren Mineralbestand durch die Wirkung einer regionalen Thermo-Dynamometamorphose (Regionalmetamorphose i. e. S. H. G. F. WINKLER). Das gemeinsame Auftreten von Almandin-Granat, Staurolith, Disthen kennzeichnet

nach H. G. F. WINKLER (1967: 88) die druckbetonte Faziesserie vom Barrow-Typ.

Die Kr_1 -Mineralparagenese läßt sich eindeutig nur für die Glimmerschiefer der Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies (B 2.2) der Almandin-Amphibolitfazies zuordnen. Das Fehlen typomorpher Minerale auf Grund des Chemismus in den Gneisen bzw. Amphiboliten läßt eine Einstufung in eine Subfazies nicht zu, jedoch kann eine Zugehörigkeit zur Almandin-Amphibolitfazies (B 2.) als sicher angenommen werden.

Gleichzeitig mit und im Anschluß an Pm_1 geriet die gesamte Gesteinsfolge in den Einflußbereich einer Anatexis, auf die die Neukristallisationen der Kr_2 zurückzuführen sind. Diese Anatexis wirkte sich nicht überall gleich stark aus, am intensivsten wurde der Gneiskomplex und die Liegendeinheit des Amphibolitkomplexes erfaßt. Innerhalb dieser beiden Komplexe läßt sich noch ein verstärkter Einfluß im NE (Raum Gleinalpe) und im S (Raum Amering) feststellen, so daß die Annahme von 2 Wärmedomen naheliegt. Diese verstärkte anatektische Wirkung verdeutlicht sich in einer aplitischen Bänderung (mit migmatischen Texturen), vom cm- bis in 10er m-Bereich, sowohl des Plagioklasgneises wie auch des Amphibolites. Nach W. PROSSNIGG 1969 wurden die Aplitlagen in den Amphiboliten aus anatektischen, hochtemperierten Schmelzen tonalitischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung gebildet, unter folgenden Bedingungen:

760—780° C bei 3000 Bar p — aplitische Lagen bzw.
670° C bei 3000 Bar p — granitische Typen.

Trotz fehlender typomorpher Minerale scheint eine Einstufung der Kr_2 -Paragenese in eine hochgradige Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies gerechtfertigt.

Der Mineralbestand der diaphthoritischen Kristallisation (Kr_3) fällt in den Bereich der Grünschieferfazies, in die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies (B 1.1), z. T. in die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies (B 1.2), wie die Serpentinite und Aktinolithschiefer.

Alter der Metamorphose

Bevor wir unsere Auffassung zu dieser Frage darlegen, seien noch kurz die bestehenden Ansichten erwähnt. Erstmals 1921 unterschieden F. ANGEL u. F. HERITSCH eine „Gleinalpenkristallisation“ von einer „Ameringkristallisation“.

1939 deutet F. ANGEL die Kerngesteine der Gleinalpe als anatektische Bildung und weist dieser „Gleinalpenkristallisation“ ein wahrscheinlich variszisches Alter zu. Die „Ameringkristallisation“ dagegen wird als alpidisch angesehen, vergleichbar mit der Tauernkristallisation.

Auf Grund der geologischen Feldbefunde und auf Grund von Anhaltspunkten, die sich auf radiometrische Altersbestimmungen in der nahen Umgebung stützen, kommen wir zur folgenden Auffassung.

Ein Hinweis für eine Alterseinstufung liefert eine Rb-Sr-Bestimmung an Muskovit eines Pegmatites der Wölzer Tauern, welche ein Alter von 248 ± 29 m. y. ergab (E. JÄGER & K. METZ 1971). Die dort anzutreffende Vergesellschaftung von Glimmerschiefern, Marmoren und Pegmatiten entspricht genau den Verhältnissen, wie sie im E (Glimmerschiefer-Serie) und im W (Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie) unseres Gebietes anzutreffen sind. Ein direkter Vergleich scheint uns deshalb zulässig, so daß wir das Alter der anatektischen Kristallisation Kr_2 (Pegmatitbildung) als spät-variszisch annehmen.

Daraus ergibt sich, daß die vor-tektonische Kristallisation Kr_1 ein vor-variszisches, wahrscheinlich jedoch ein früh-variszisches Alter hat.

Die diaphthoritische Kristallisation Kr_3 würde in die alpidische Phase fallen, womit eine Altersbestimmung an granitähnlichen „Gleinalm-Kerngesteinen“ (K — Ar an Feldspäten), welche Daten von 71 bzw. 70 m. y. ergab, (V. ZUBEK in H. FLÜGEL 1961), gut in Übereinstimmung steht.

Eine Lösung dieses Problems wird in der Durchführung gezielter Altersbestimmungen gesehen (eine Möglichkeit, die vielleicht in absehbarer Zukunft realisiert werden wird).

IV. TEKTONIK

Die tektonischen Einheiten und ihre Grenzflächen

Entsprechend dem tektonischen Begriffsinhalt unserer Serien sollen in diesem Abschnitt die tektonisch angelegten größeren Grenzflächen und sonstige große Leitlinien des Arbeitsgebietes behandelt werden.

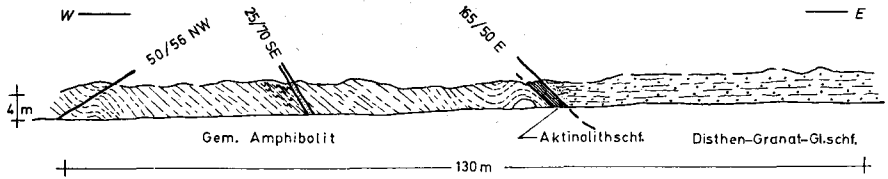
Die tiefste Einheit, die Gneis-Amphibolit-Serie, wird im E tektonisch von der Glimmerschiefer-Serie und im Westen von der Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie überlagert.

Im S des Kartenblattes ist der tektonische Charakter der Grenzfläche der Glimmerschiefer-Serie zur Gneis-Amphibolit-Serie überaus deutlich, da hier über den intensiv verfalteten Amphiboliten die Disthen-Granatglimmerschiefer als Liegendstes der Glimmerschiefer-Serie größtenteils diskordant und mit flachem s-Flächen-Gefüge liegen.

Deutlich zu beobachten und zum Teil sehr gut aufgeschlossen sind diese diskordanten Lagerungen mit bis zu m-mächtigen Mylonitzonen östlich des Gehöftes Kamper wie auch entlang der Grenzlinie zwischen Tobias und Wieser, wo eine scharfe Diskordanz zwischen den Glimmerschiefern und den Silikatmarmoren vorliegt.

Das in Abbildung 2 wiedergegebene Straßenprofil im Lobming-Graben zeigt die tektonische Natur dieser Grenzfläche besonders gut. Der zum Teil granatführende, feinschiefrige Gemeine Amphibolit beginnt im W des Profils mit einer im m-Bereich liegenden Faltung, wobei ein Sattel lokal von einer mylonitischen Störung (50/55 NW) durchzogen wird. Die nach E hin anschließenden s-Flächen streichen um 10° mit einem mittelsteilen

östlichen Einfallen. Unmittelbar vor Erreichen der Grenze zum Glimmerschiefer liegt wieder eine im m-Bereich liegende Faltungszone vor, wobei dem nach E einfallenden Faltschenkel ein mehrere m mächtiger, hellgrüner und feinfilziger Aktinolithschiefer aufliegt.



A b b. 2: Straßenprofil im Lobming-Graben, etwa 1 km südöstlich Glatz.

Dieser wird als phyllonitisierendes und unter hoher Druckbeanspruchung umgewandeltes Gestein aus dem Gemeinen Amphibolit angesehen (L. P. BECKER 1973). Dieses Gestein wird diskordant von dem fast sölilig liegenden und in Grenznähe stark zerbrochenen Disthen-Granat-Glimmerschiefer überlagert. Die Diskordanzfläche selbst hat eine Raumlage von etwa 165/50 E. Diese hier beschriebene Bewegungsbahn prägt den ganzen südlichen Anteil des Steinplan, dessen obere Region von meist flachliegendem und großwellig gefaltetem Disthen-Granat-Glimmerschiefer gebildet wird, während an der Basis, also unter den Glimmerschiefern, stark verfaltete Amphibolite mit zum Teil abweichenden Streich- und Fallrichtungen vorliegen. Zu dem Amphibolitkomplex gehören auch die nördlich des Perschgrabens liegenden Silikatmarmore, die, unmittelbar unter der Überschiebungsbahn liegend, ebenfalls überaus stark und nach dem gleichen Achsenplan verformt sind.

Nach N hin, also nördlich und nordöstlich des Steinplanstockes, verliert diese Grenze jedoch langsam ihren tektonischen Charakter. Glimmerschiefer und Amphibolite beginnen konkordant zueinander zu liegen und zeigen zunächst noch Mylonitstreifen in der Grenzfläche. Nördlich der Turner-alpe bis zur Terenbachalpe verschwinden dann auch die Mylonitbänder, so daß lediglich eine scharfe Gesteinsgrenze, die bis in das einzelne Handstück hinein eindeutig erkennbar ist, vorliegt.

Nach SW dagegen bleibt der tektonische Charakter dieser Fläche erhalten und setzt sich auch noch in das im Teil II folgende Südblatt fort.

Sehr eindeutig und klar ist auch die tektonische Grenze im Westteil des Gneiskomplexes gegen die darüber liegende Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie (Lobminger Schuppenzone). Schon morphologisch sind bei einem Blick von der Gabelstraße gegen N oder etwa auf Luftbildern die hintereinander liegenden Einsattlungen der nach W abfallenden hohen Rücken deutlich zu erkennen.

Auch auf der tektonischen Karte (Taf. 3) zeigt sich sehr deutlich die scharfe Diskordanz der Streichrichtungen beider Serien. Die stark ver-

schuppte und intensiv durchbewegte Hangendserie streicht E—W bis NW—SE und steht meist nahezu senkrecht zum NE-Streichen der Gneis-Amphibolit-Serie.

Dies ist sehr deutlich unmittelbar bei Kleinlobming zu beobachten, wo der Marmor der Hangendserie mit seinen Einschaltungen von Glimmerschiefer, Amphibolit, Graphitschiefer EW streicht, steil nach N einfällt, wogegen ein Sattel im Augengneis der Liegendserie ein Achsenstreichen von etwa 20° aufweist.

Durch die zum Teil mächtige und weit ausgedehnte Blockschuttbedeckung entlang der Überschiebungslinie sind hier Aufschlüsse sehr selten oder fehlen überhaupt. Nach Feldbeobachtungen dürfte die Überschiebungsfäche mit einiger Wahrscheinlichkeit flach gegen W einfallen.

Bereits 1927 hat F. CZERMAK im Rahmen eines Aufnahmsberichtes auf diese „Schuppenzone“ hingewiesen und 1932 ging er näher auf diese „Lobminger Störung“ ein. Über den weiteren Verlauf dieser Störung gegen N schreibt er: „Darüber hinaus erscheint ihre nördliche Fortsetzung noch auf über 3 km durch die sehr auffällige NS gerichtete Ablenkung des heutigen Murlaufes zwischen Gobernitz und Kobenz angedeutet, so daß ihre nachweisbare Gesamtlänge mit 12 km veranschlagt werden kann.“

Im Gegensatz zu F. CZERMAK sind wir der Meinung, daß der Nordteil der Überschiebungsbahn sich nicht nordwärts in Richtung Gobernitz fortsetzt, sondern daß die Überschiebung nach NE abschwenkt. Wir glauben, daß die so auffällige NS-Ablenkung des Murlaufes auf einen sehr jungen NS-Bruch zurückzuführen ist. Der Hauptgrund für unsere Annahme einer nordöstlich streichenden Fortsetzung der Überschiebungsbahn ist das gleichgerichtete Streichen der intensiv diaphthoritisierten Plagioklasgneise. Überall, wo weiter südlich entsprechende Aufschlüsse vorliegen, erweist sich der Zusammenhang dieses Diaphthoresegürtels mit der Lobminger Überschiebungszone. Es zeigt sich auch, daß der Untergrund unter der Überschiebung stark durchbewegt und vielfach völlig zu tektonischem Grus und Mylonit zerbrochen wurde.

Tektonische Großelemente sind im Kartenblatt außer den beschriebenen Überschiebungen auch weithin streichende Antiklinal- und Synklinalzüge, die auf der tektonischen Karte (Taf. 3) ersichtlich gemacht sind.

Faltentektonik

Wie die Gefügediagramme (Taf. 4) zeigen, liegen die Maxima-Werte der Faltenachsen parallel zu den Maxima der Streichrichtung der Schieferungsflächen im gesamten Gebiet. Die NE—SW bis ENE—WSW orientierten Achsen gehören dem Hauptdeformationsplan des gesamten Stubalm-Gleinalm-Zuges an, den wir in unserem Schema als Fm₁ bezeichneten. Dem-

entsprechend bezeichnen wir diese durch eine relativ starke NW—SE Einengung entstandene Achsenrichtung als den B_1 -Achsenplan.

Falten dieses Achsenplanes finden wir in jeder Größe, wobei neben Falten des 100 m Bereichs gleich orientierte Feinfaltungen im cm-Bereich auftreten.

Dieser B_1 -Achsenplan ist dominierend und bestimmt die wesentlichen tektonischen Strukturen des Raumes. Die Streuungen der Achsen sind im allgemeinen gering und man kann im Nordteil des Gebietes von einer beträchtlichen Homogenität des Faltenbaues sprechen. Lediglich im Bereich der zuvor schon erwähnten Umbiegung des Streichens im Bereich des Lobmingtales und Steinplanes finden sich auch stärkere Achsenabweichungen (siehe Diagramme).

In diesem letzteren Bereich treten nun neben den B_1 -Achsen in den Nord- und Südhängen des mittleren Lobming-Grabens Falten auf, deren Achsen annähernd senkrecht zum beschriebenen B_1 -Plan stehen. Auffallend ist dabei, daß diese im cm- bis dm-Bereich liegenden Falten stets an die unmittelbare Nähe der beschriebenen Überschiebungsfläche der Disthen-Granatglimmerschiefer über dem Amphibolit gebunden sind und vorwiegend im Amphibolit auftreten.

In dem auf S. 21 beschriebenen Profil im Lobming-Graben treten unmittelbar westlich der um 25/70 SE liegenden tektonischen Bahn, etwa in Profilmitte Scherfältelungen im cm- bis dm-Bereich auf.

Ihr Achsenstreichen liegt fast senkrecht mit NW—SE zu dem des B_1 -Planes.

Es handelt sich hier um eine Achsenrichtung, die wir als B_2 -Achsen bezeichnen und die im Zusammenhang mit der beschriebenen tektonischen

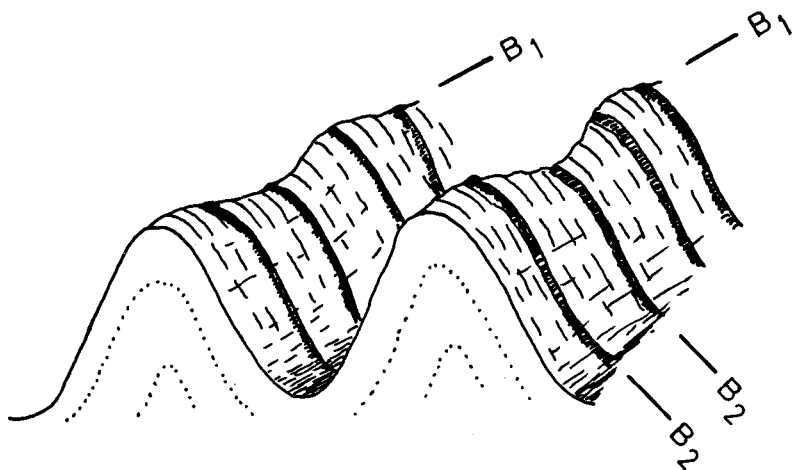


Abb. 3: Schematische Darstellung der Überprägung der B_1 -Achsen durch B_2 -Achsen.

Überschiebung stehen. Wir müssen diese Achsen als jünger ansehen als die B_1 -Achsen, da, wie Skizze Abb. 3 zeigt, die B_1 -Achsen eindeutig von ihnen überprägt werden.

Intensive migmatische Verfallungen, mm- bis m-Bereich, z. T. Fließstrukturen kennzeichnen den Faltenstil des Aplitamphibolites, wie aus Abb. 4 zu ersehen ist. Die Achsenrichtungen stimmen vorwiegend mit dem B_1 -Achsenplan überein. Diese Strukturen lassen sich besonders schön im Augerl-Graben, sowie im oberen Glein-Graben (Bläßbauer) beobachten.

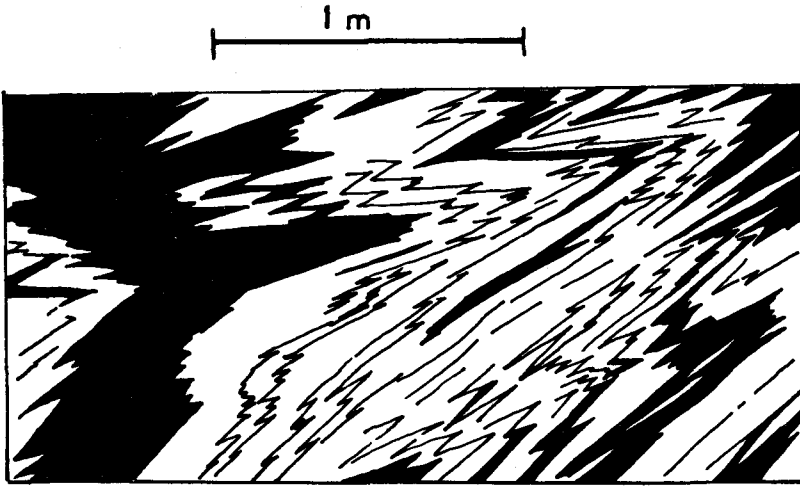


Abb. 4: Migmatische Verfallungen im Aplitamphibolit, oberer Glein-Graben.

Bruchtektonik

Im zentralen Bereich des Arbeitsgebietes sind lokal wirksame Störungen nur vereinzelt anzutreffen. Sie sind überwiegend stets von geringer Bedeutung. Im Hintertal (südlich Pkt. 1324) jedoch tritt entlang eines solchen Bruches eine schmale Serpentinlinse auf, die als Phyllonitisierungsprodukt des Bänderamphibolites anzusehen ist (R. SCHUMACHER 1972, 1973).

In dem dicht bewachsenen Gelände ist man zur Auffindung kleinerer Störungen zumeist auf künstliche Aufschlüsse angewiesen. In solchen konnten vielfach s-parallele mylonitische Bewegungsbahnen, als h_{01} -Flächen zu B_1 , angetroffen werden.

Große weithin verfolgbare Bruchstörungen fehlen.

Wesentlich häufiger sind lokale Brüche an die tektonischen Seriengrenzen gebunden. Besonders östlich der Lobminger Überschiebungsbahn wird der liegende Komplex der Gneis-Diaphthorite durch zahlreiche Störungsbündel durchzogen, wobei neben h_{01} -Lagen auch solche in Ok_1 und ac

auftreten. Störungen dieses Bereiches können bis zu 1 m mächtige Mylonite und tektonische Brekzien aufweisen.

Klüftung

Die in Polpunktdarstellung gegebenen Klüftdiagramme, Taf. 5, weisen auf eine wenig scharfe Ausrichtung bestimmter Klüftsysteme hin. Besonders auffallend ist diese Inhomogenität der Klüftverteilung im West- und NW-Rand, innerhalb des Diaphthoritgürtels zu beobachten.

Auch die prozentuell geringen Unterschiede der einzelnen Besetzungsdichten in den Diagrammen weisen auf die stark inhomogene Verteilung der Klüfte hin. Dennoch können nach NE zu, wo i. allg. tektonisch ruhigere Verhältnisse herrschen, klarer abgegrenzte Maximawerte, also auch schärfer definierte Klüftlagen festgestellt werden.

V. SCHLUSSFOLGERUNG

Auf Grund der petrographischen und tektonischen Bearbeitung unseres Gebietes ergeben sich nachstehende Folgerungen.

Mehr oder minder deutlich konnten wir in der gesamten Gesteinsfolge des Arbeitsgebietes 3 Kristallisationsphasen (Kr_1 , Kr_2 , Kr_3) unterscheiden, getrennt durch 2 Deformationsakte (Fm_1 , Fm_2).

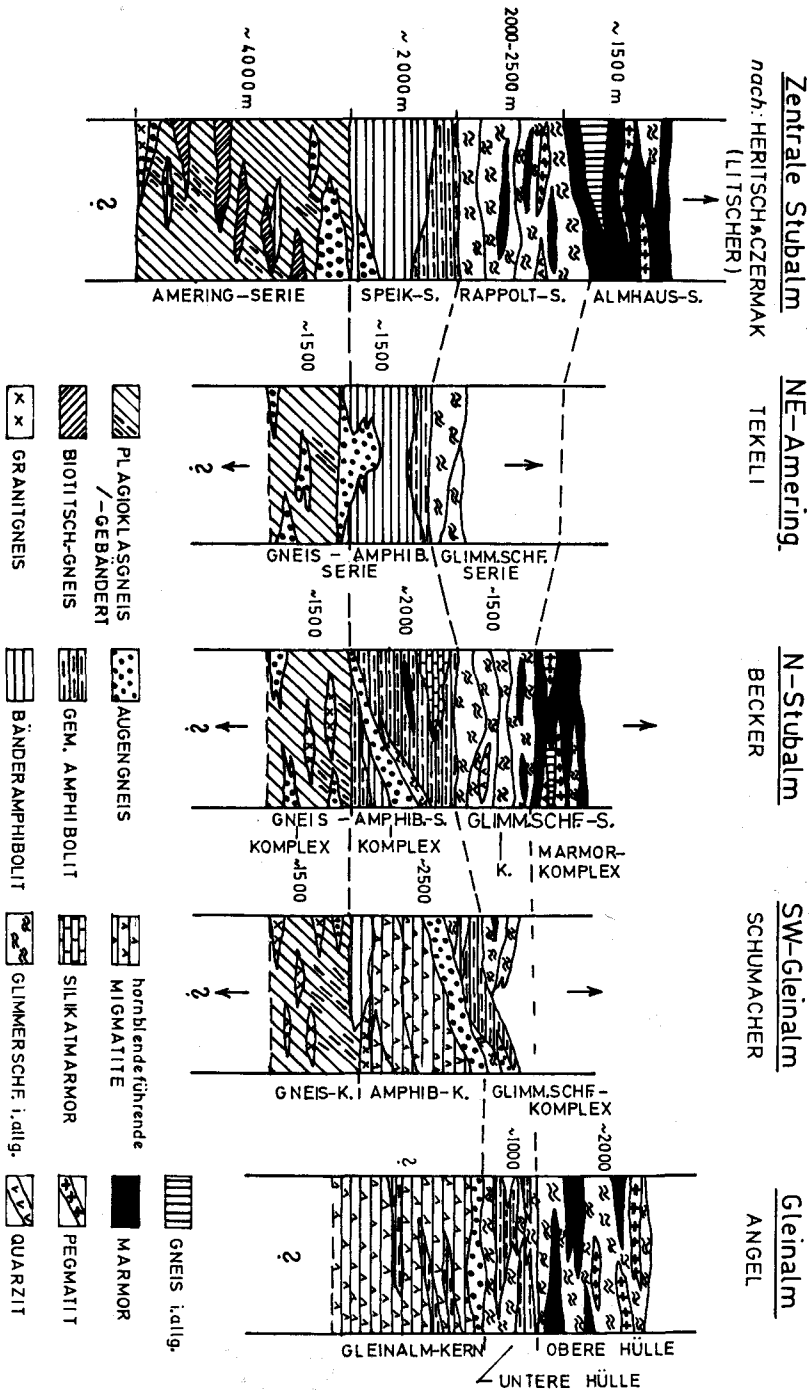
Es ist dabei durchaus unsicher, ob die hochgradige Regionalmetamorphose Kr_1 auf schon metamorphe oder noch nicht metamorphe Gesteinsserien gestoßen ist. Nach Analogie zu den sonstigen mineralfaziellen Erscheinungen im ostalpinen Altkristallin muß das Alter von Kr_1 voralpidisch sein und wir fassen die Möglichkeit eines frühvariszischen Alters ins Auge. Die Hauptdeformation Fm_1 schuf den intensiven Faltenbau (B_1 -Achsenplan) mit völliger Überprägung älterer Strukturen.

Gleichzeitig mit und im Anschluß an Fm_1 wurde der gesamte Raum \pm stark in den Wirkungsbereich einer Anatexis einbezogen. Diese Kr_2 wird als spät-variszisch eingestuft.

Jünger als Kr_2 , weil auch deren Mineralbestand zerbrechend, ist eine Verformung Fm_3 , in deren Verlauf die Überschiebung der Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie (Lobminger Schuppenzone) im Westen und Bewegungen an der Grenze des Amphibolit- zum Glimmerschieferkomplex, sowie zahlreiche lokale Störungen entstanden.

Dieser Tektonik wird der B_2 -Achsenplan zugeordnet, da er ausgesprochen bevorzugt an die erwähnten tektonischen Bewegungszonen gebunden ist.

Im Zuge dieses Verformungsaktes wurden die Gesteine im Bereich dieser Fm_2 diaphthoritisch überprägt.



Ab b. 5: Schematische Säulenprofile durch den Stub- und Gleinalpenzug.

Es ist sicher, daß die letztgenannten tektonischen Bewegungen jünger als Kr_1 und Kr_2 sind. Der im Bereiche der Grünschieferfazies liegende Mineralbestand der Diaphthorese K_3 entspricht völlig jenen Mineralneubildungen, die überall, wo sie studiert wurden, charakteristische Begleiterscheinungen alpidischer Tektonik sind. Wir kommen daher zur Auffassung, daß auch im vorliegenden Falle Fm_2 und Kr_3 als alpidisch anzusehen sind.

Es stellt sich nun die Frage, wie und ob überhaupt dieser Ablauf von Metamorphosen und Deformationen auf die angrenzenden Gebiete übertragen werden kann, d. h. auf die zentrale Gleinalm im NE und auf die Stubalm („Amering-Massiv“) im S.

In Abb. 5 wurden stilisierte Profile zusammengestellt, von der zentralen Stubalm, über NE-Amering, N-Stubalm, SW-Gleinalm bis in die zentrale Gleinalm. Wie ersichtlich, lassen sich die Hauptgesteinszüge unseres Gebietes (in der Abb. N-Stubalm und SW-Gleinalm) sowohl nach NE wie auch nach S zwanglos verfolgen. Der Gneis-Komplex (Plagioklasgneis und sein Diaphthorit mit Einschaltungen von Augengneis, Granitgneis und Amphibolit) entspricht der „Amering-Serie“ der Stubalm (F. HERITSCHE & F. CZERMAK 1923), mit dem Unterschied, daß in der letzten Serie Lagen von Biotit-schiefergneis (Größing-Gneis) auftreten, welcher von H. LITSCHER 1967 als nicht-anatektisch beeinflusstes Ausgangsgestein angesehen wird. Nach NE streicht der Gneiskomplex am NW-Rand der Gleinalm weiter, verliert aber immer mehr an Mächtigkeit, dieser wurde von F. ANGEL in seiner Gleinalm-Darstellung nicht mehr bearbeitet.

Das Äquivalent des Amphibolitkomplexes stellt in der Stubalm die „Speik-Serie“ dar, gekennzeichnet durch mächtige Amphibolite und den Augengneiszug. Die Hangendgrenze dieser Gesteinsfolge wird im S mit dem Auftreten der Glimmerschiefer, die dort tektonisch über Amphibolit folgen, festgelegt. Diese Verhältnisse ändern sich im N-Teil unseres Gebietes und von hier weiter in die Gleinalm. Hier wird der Amphibolitkomplex überaus mächtig, unterlag der Migmatitose mit der Bildung von Aplit-Amphibolit, Hornblende-Biotit-Aplitgneis und dem mächtigen Augengneis. Die Grenze läßt sich nicht mehr in gleicher Weise fassen, wie das im hier beschriebenen Gebiet noch der Fall ist, weil tektonische Merkmale fehlen.

Die Migmatite mit ihren „unverdauten“ Amphibolitlagen entsprechen den Gleinalm-Kerngesteinen von F. ANGEL. Ebenso setzt sich der Augengneis mit gleicher Position am SE-Rand der Gleinalm fort. Schwierigkeiten ergeben sich in der Parallelisierung der Grenze von Amphibolit-/Glimmerschieferkomplex einerseits mit derjenigen von Gleinalmkern/Untere Schieferhülle andererseits.

Während nach F. ANGEL in der Gleinalm die Grenze im Hangenden des Augengneiszuges gelegt ist, wird, wie schon oben erwähnt, die Grenze in

der Stubalm mit der tektonischen Hangendgrenze des Amphibolites, der über dem Augengneis folgt, gezogen.

Hier kommen also zwischen dem NE-Gebiet (Gleinalm) und dem SW (Stubalm) gewisse Unterschiede zur Geltung, die eine genaue Grenz-Korrelation erschweren. Wir halten die sich ergebenden Differenzen aber nicht für gravierend, da folgendes in Erwägung gezogen werden muß:

- a) Im NE besteht zwischen dem Amphibolit und dem Glimmerschiefer kein tektonischer Verband, der als klare Grenze herangezogen werden könnte.
- b) Neben primär-sedimentären Faziesunterschieden zwischen beiden Gebieten wird wohl stark ins Gewicht fallen, daß die migmatisierende Krz einem bereits eminent tektonisch durchgearbeiteten Gebiet aufgeprägt wurde.
- c) Es besteht auch die Frage, ob die Isograden der Migmatese in beiden Gebieten in genau gleich hohe Niveaus aufgestiegen sind.

Der Glimmerschieferkomplex unseres Kartengebietes mit seinen verschiedenen Glimmerschiefer-Typen und den Marmor-, Pegmatit- und Quarzit-Einschaltungen ist der „Rappolt-Serie“ in der zentralen Stubalm gleichzustellen, in der Gleinalm wird diese Gesteinsgesellschaft der „unteren Hüllserie“ zuzurechnen sein, wobei aber dort die Mächtigkeit stark abnimmt.

Der im SE-lichsten Bereich auftretende Marmor-Komplex streicht von der zentralen Stubalm, dort „Almhaus-Serie“ benannt, bis in die Gleinalm, dort als „obere, kalkreiche Hüllserie“ bezeichnet.

In den Profilen wurde die im W auftretende Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie (Lobminger Schuppenzone) nicht berücksichtigt. Sie liegt tektonisch auf dem Gneis-Komplex.

Der Gesteinsbestand dieser tektonischen Hangend-Einheit entspricht einerseits genau dem Komplex der „Almhaus-Serie“, andererseits auch dem Bestand der Bretsteinmarmore der Wölzer Tauern. Es wäre also zu erwägen, daß in der Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie (Lobminger Schuppenzone) der Rest einer nördlichen Gleinalmhülle auftaucht. Dagegen hat K. METZ 1973 das Durchstreichen der Bretsteinmarmore aus dem Pölser Raum unter dem Fohnsdorfer Tertiärbecken und den Zusammenschluß mit der Lobminger Schuppenzone betont.

Aus der ob. gegebenen Gegenüberstellung von Normalprofilen des Amering-Gleinalmgebietes scheint uns die Annahme zweier unabhängiger, verschieden alter Massive und damit verbunden eine Gleinalmkristallisation, getrennt von einer Ameringkristallisation nicht mehr gerechtfertigt zu sein. Die petrographischen, wie auch die tektonischen Übereinstimmungen des gesamten Raumes lassen auf eine einheitliche, gemeinsame geologische Entwicklung schließen.

LITERATURHINWEISE

- Angel, F.: 1923; Petrographisch-geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe. — Jb. Geol. B. A., **73**, 63—98, Wien 1923.
- 1924; Gesteine der Steiermark. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk. B. Wissenschaftliche Abhandlung, **60**, Graz 1924.
- 1939; Der Kraubather Olivinfels-Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. — Fortschr. Min., **23**, 90—104, Berlin 1939.
- 1940; Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — Wiss. Jb. d. Univ. Graz, 251—304, Steir. Verlagsanstalt, Graz 1940.
- Angel, F. & Heritsch, F.: 1921; Ergebnisse von geologischen und petrographischen Studien im mittelsteirischen Kristallin. — Verh. Geol. St. A., **3**, 57—59, Wien 1921.
- 1931; Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. — Centralbl. N. Jb. Min. etc., Abt. B, Stuttgart 1931.
- Becker, L. P.: 1971; Die Geologie des Gebietes zwischen Amering- und Gleinalpenmassiv. — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 1971.
- 1973; Beiträge zur Gesteinskunde des Stub-Gleinalpenzuges. I. Steinplan/Kleinlobming und Umgebung — Min. Mitteilungsbl. Joanneum, 1/1973, Graz 1973.
- Beck-Mannagetta, P.: 1949—51; Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. — Jb. Geol. B. A.; **94**, 127—157, Wien 1951.
- Clar, I.: 1965; Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. G, 11—35, Wien 1965.
- Czermak, F.: 1927; Aufnahmebericht über die Aufnahme im Kristallin auf Blatt Köflach-Voitsberg (5154). Verh. Geol. B. A. 1, **44—47**, Wien 1927.
- 1932; Zur Kenntnis der Störungszone von Kleinlobming bei Knittelfeld. — Verh. Geol. B. A., 5/6, **97—103**, Wien 1932.
- Czermak, F. & Stiny, J.: 1932; Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. — Geol. B. A., Wien 1932.
- Dahlkamp, F. J.: 1957; Die Geologie und Petrographie des Ameringgebietes in der Stubalpe. — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 1957.
- Flügel, H.: 1961; Die Geologie des Grazer Berglandes (Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes). — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **23**, Graz 1961.
- Heritsch, F.: 1925; Die Gliederung des Altkristallins der Stubalpe in der Steiermark. — N. Jb. Min. etc., **51**, 73—115, Stuttgart 1925.
- Heritsch, F. & Czermak, F.: 1923; Geologie des Stubalpengebirges in Steiermark (Erläuterungen, geologische Karte u. Profile). — Zur Steiermärkischen Kultur, Verlg. U. Moser, Graz 1923.
- Heritsch, H.: 1963; Exkursion in das Kristallengebiet der Gleinalpe, Fensteralpen-Humpelgraben, Kleinthal — Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **93**, 159—177, Graz 1963.
- Jäger, E. & Metz, K.: 1971; Das Alter der Pegmatite des Raumeck Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). — Schweiz. Min. Petr. Mitt., **51**, 2/3, Zürich 1971.
- Kieslinger, A.: 1928; Die Lavanttaler Störungszone. — Jb. Geol. B. A., **78**, 499—528, Wien 1928.
- Litscher, H.: 1967; Die Geologie des Raumes Schwarzenbach-Grössenberg — St. Georgen/Obdachegg. — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 1967.
- Metz, K.: 1973; Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **33**, 3—33, Graz 1973.
- Prossnigg, W.: 1969; Untersuchungen an granitoiden Gesteinen und Amphiboliten der Gleinalpe (Steiermark). — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 1969.

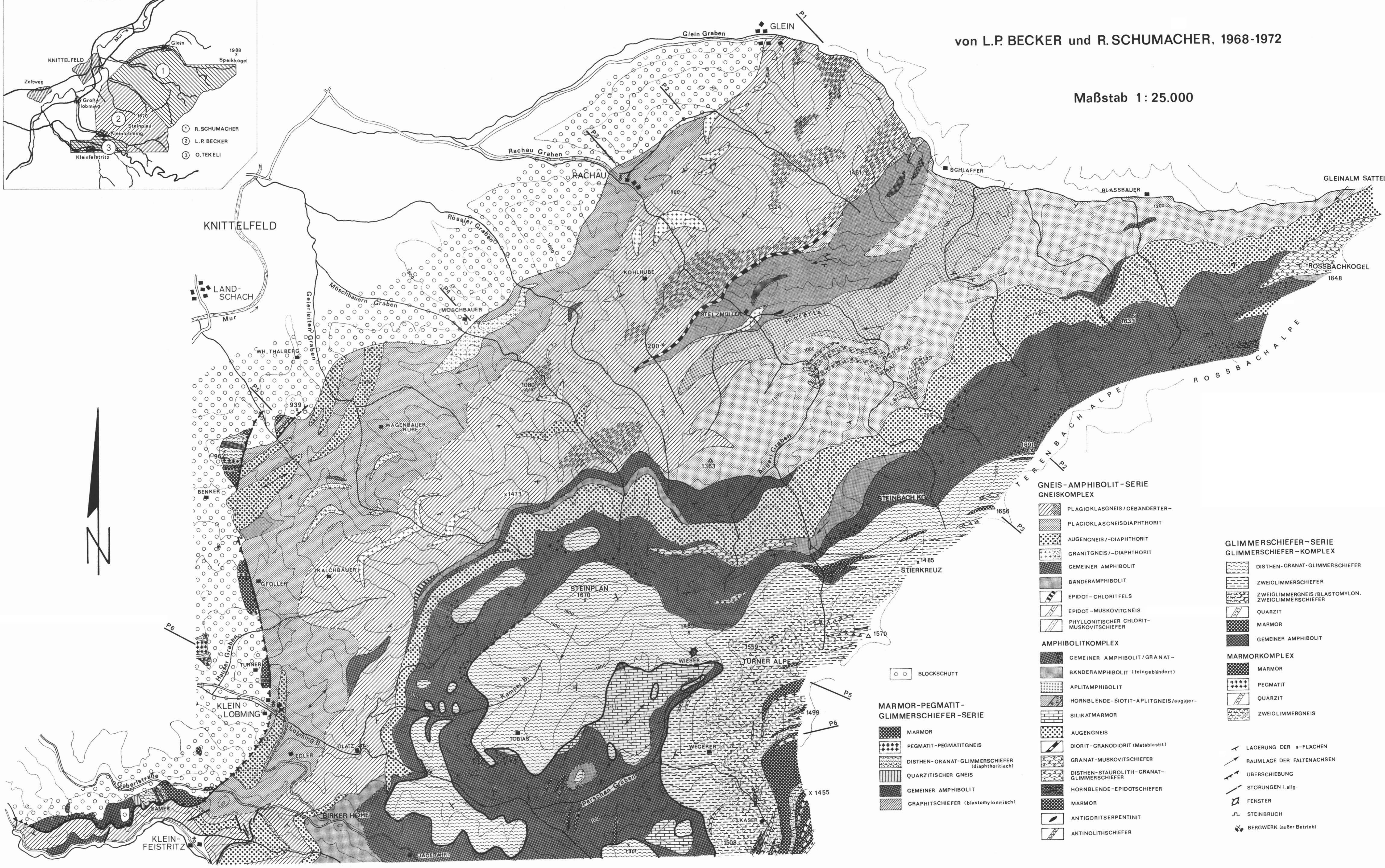
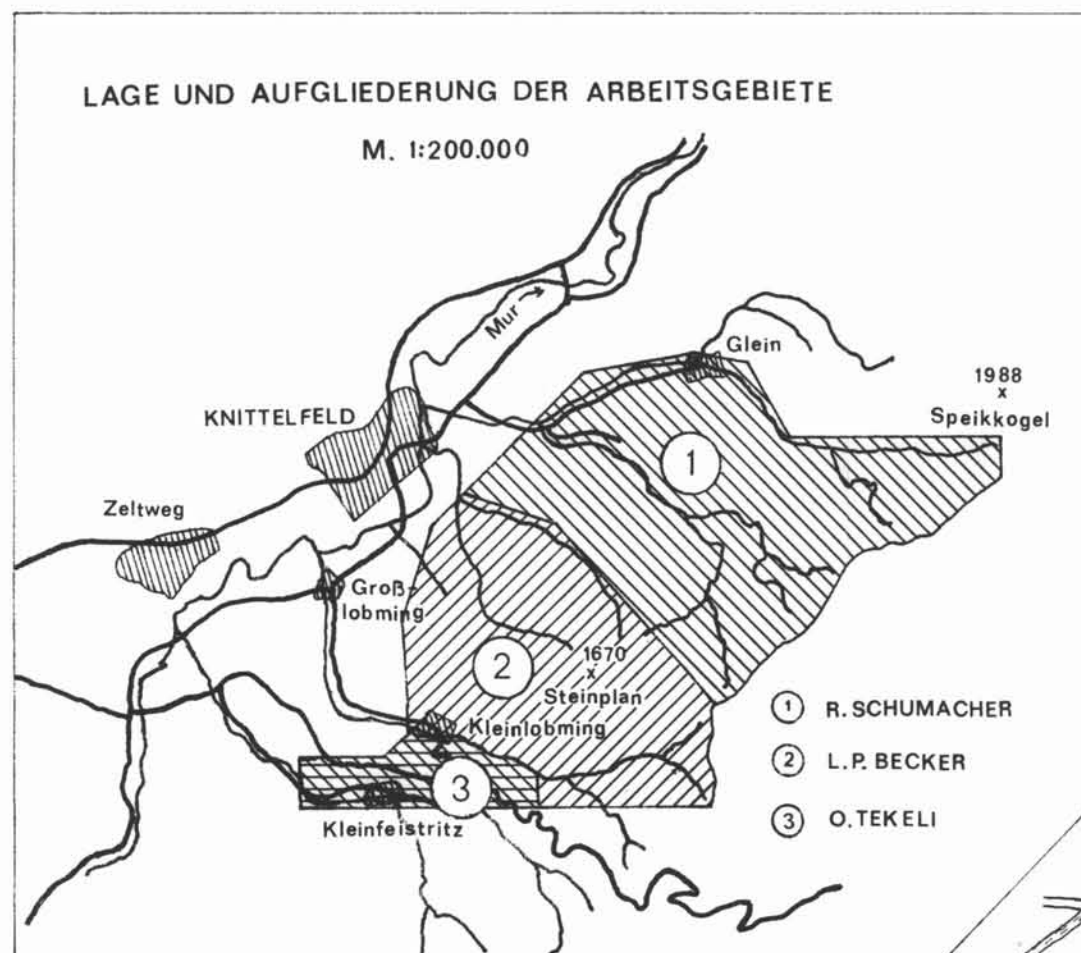
- Rolle, F.: 1856; Geologische Untersuchungen in den Teilen Steiermarks zwischen Graz, Obdach, Hohenmaut und Marburg. — Jb. Geol. R. A., 7, 219—250, Wien 1856.
- Schumacher, R.: 1972; Die Geologie des Südwest-Randes des Gleinalp-Massivs. — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 1972.
- 1973; Beiträge zur Gesteinskunde des Stub-Gleinalpenzuges.
II. Rachau-Glein-Terenbachalpe. Min. Mitteilungsbl. Joanneum (in Vorbereitung).
- Stur, F.: 1871; Geologie der Steiermark. — Verlg. d. geogr.-mont. Vereines für Steiermark in Graz, Graz 1871.
- Tekeli, O.: 1971; Die Geologie des nordöstlichen Amering-Randgebietes in der Stubalpe. — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 1971.
- Terry, D. R. & Chilingar, G. V.: 1955; Summary of „Concerning some additional aids in studying sedimentary formations“ by M. S. Shvetsov. J. Sedim. Petrology 25.
- Vacek, M.: 1890; Über die kristallinische Umrandung des Grazer Beckens. — Verh. Geol. R. A., 1890, 9—20, Wien 1890.

Bei der Schriftleitung eingelangt im Juni 1973.

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETES ZWISCHEN STUB- UND GLEINALPE (Steiermark)

von L.P. BECKER und R. SCHUMACHER, 1968-1972

Maßstab 1 : 25.000



- MARMOR-PEGMATIT-GLIMMERSCHIEFER-SERIE**
- MARMOR
 - PEGMATIT-PEGMATITGNEIS
 - DISTHEN-GRANAT-GLIMMERSCHIEFER (diaphthorisch)
 - QUARZITISCHER GNEIS
 - GEMEINER AMPHIBOLIT
 - GRAPHITSCHIEFER (blastomylonitisch)

- GNEIS-AMPHIBOLIT-SERIE GNEISKOMPLEX**
- PLAGIOKLASGNEIS / GEBÄNDERTER-
 - PLAGIOKLASGNEISDIAPHTHORIT
 - AUGENGNEIS / -DIAPHTHORIT
 - GRANITGNEIS / -DIAPHTHORIT
 - GEMEINER AMPHIBOLIT
 - BANDERAMPHIBOLIT
 - EPIDOT-CHLORITFELS
 - EPIDOT-MUSKOVITGNEIS
 - PHYLLOINITISCHER CHLORIT-MUSKOVITSCHIEFER
- AMPHIBOLITKOMPLEX**
- GEMEINER AMPHIBOLIT / GRANAT-
 - BANDERAMPHIBOLIT (feingebändert)
 - APLITAMPHIBOLIT
 - HORNBLENDE-BIOTIT-APLITGNEIS / augiger-SILIKATMARMOR
 - AUGENGNEIS
 - DIORIT-GRANODIORIT (Metablastit)
 - GRANAT-MUSKOVITSCHIEFER
 - DISTHEN-STAUROLITH-GRANAT-GLIMMERSCHIEFER
 - HORNBLENDE-EPIDOTSCHIEFER
 - MARMOR
 - ANTIGORITSERPENTIN
 - AKTINOLITHSCHIEFER

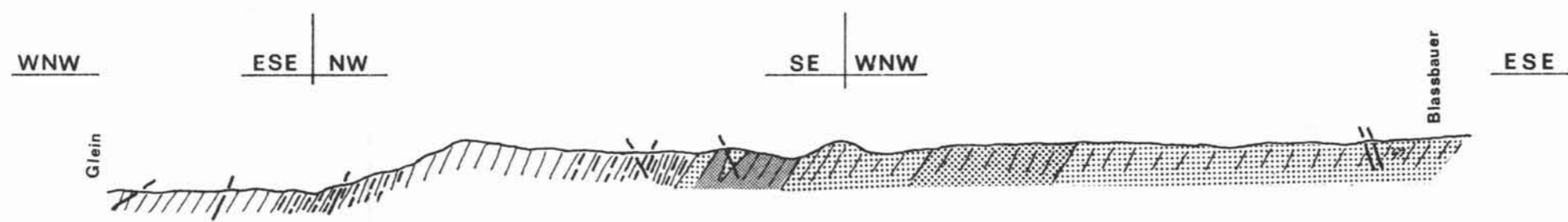
- GLIMMERSCHIEFER-SERIE GLIMMERSCHIEFER-KOMPLEX**
- DISTHEN-GRANAT-GLIMMERSCHIEFER
 - ZWEIFLIMMERSCHIEFER
 - ZWEIFLIMMERGNEIS / BLASTOMYLON-ZWEIFLIMMERSCHIEFER
 - QUARZIT
 - MARMOR
 - GEMEINER AMPHIBOLIT
- MARMORKOMPLEX**
- MARMOR
 - PEGMATIT
 - QUARZIT
 - ZWEIFLIMMERGNEIS
- Other symbols:**
- LAGERUNG DER s-FLÄCHEN
 - RAUMLAGE DER FALTENACHSEN
 - ÜBERSCHIEBUNG
 - STÖRUNGEN i. allg.
 - FENSTER
 - STEINBRUCH
 - BERGWERK (außer Betrieb)

GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DAS GEBIET ZWISCHEN STUB- UND GLEINALPE (STEIERMARK)

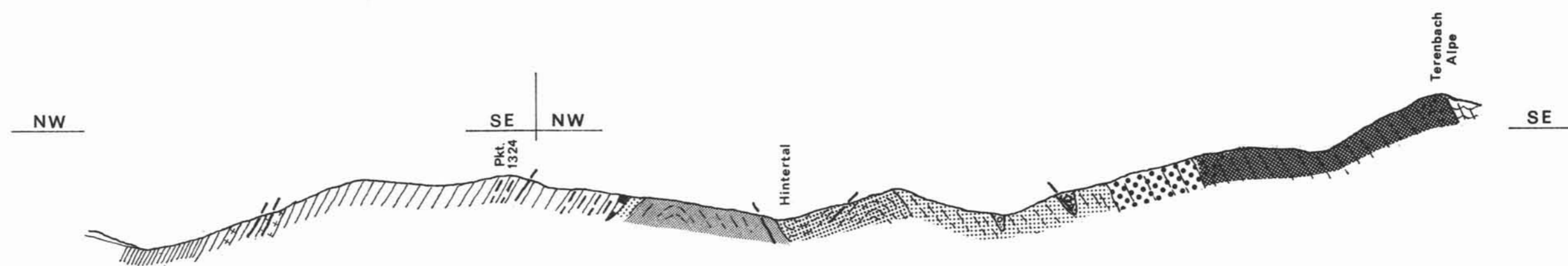
von L.P. BECKER und R. SCHUMACHER, 1968 - 1972

Masstab 1:25.000

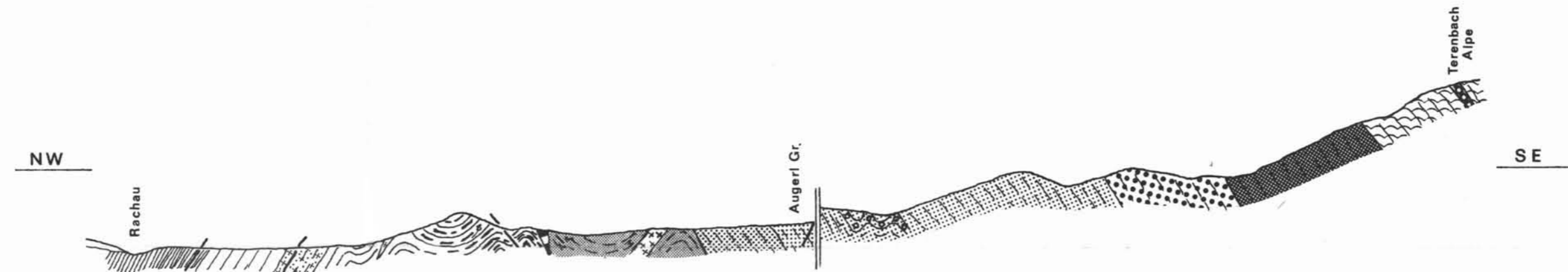
PROFIL 1



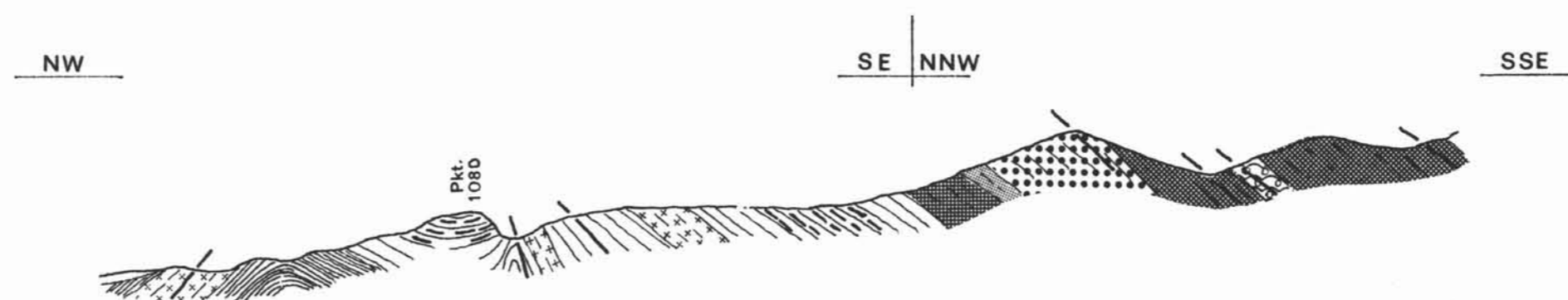
PROFIL 2



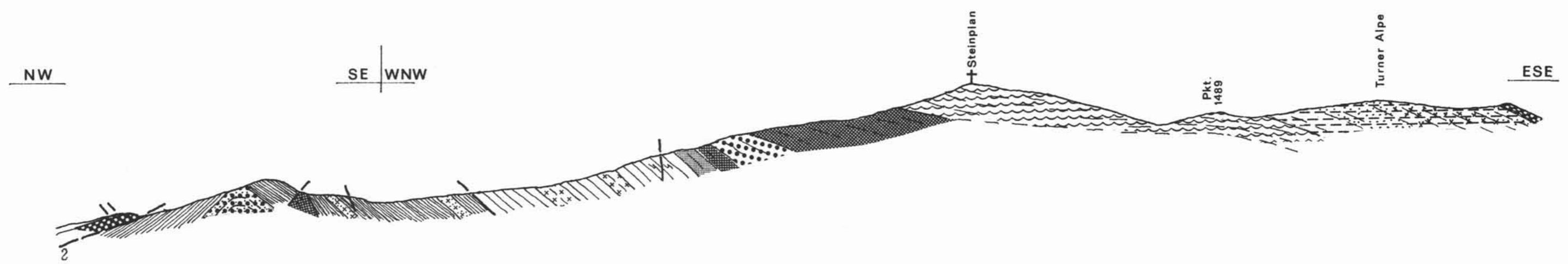
PROFIL 3



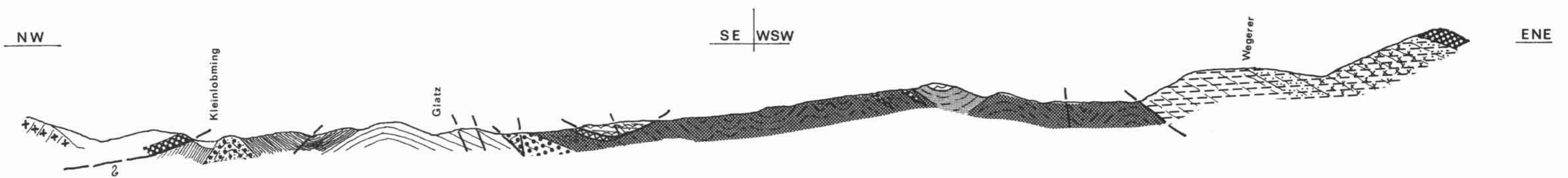
PROFIL 4



PROFIL 5

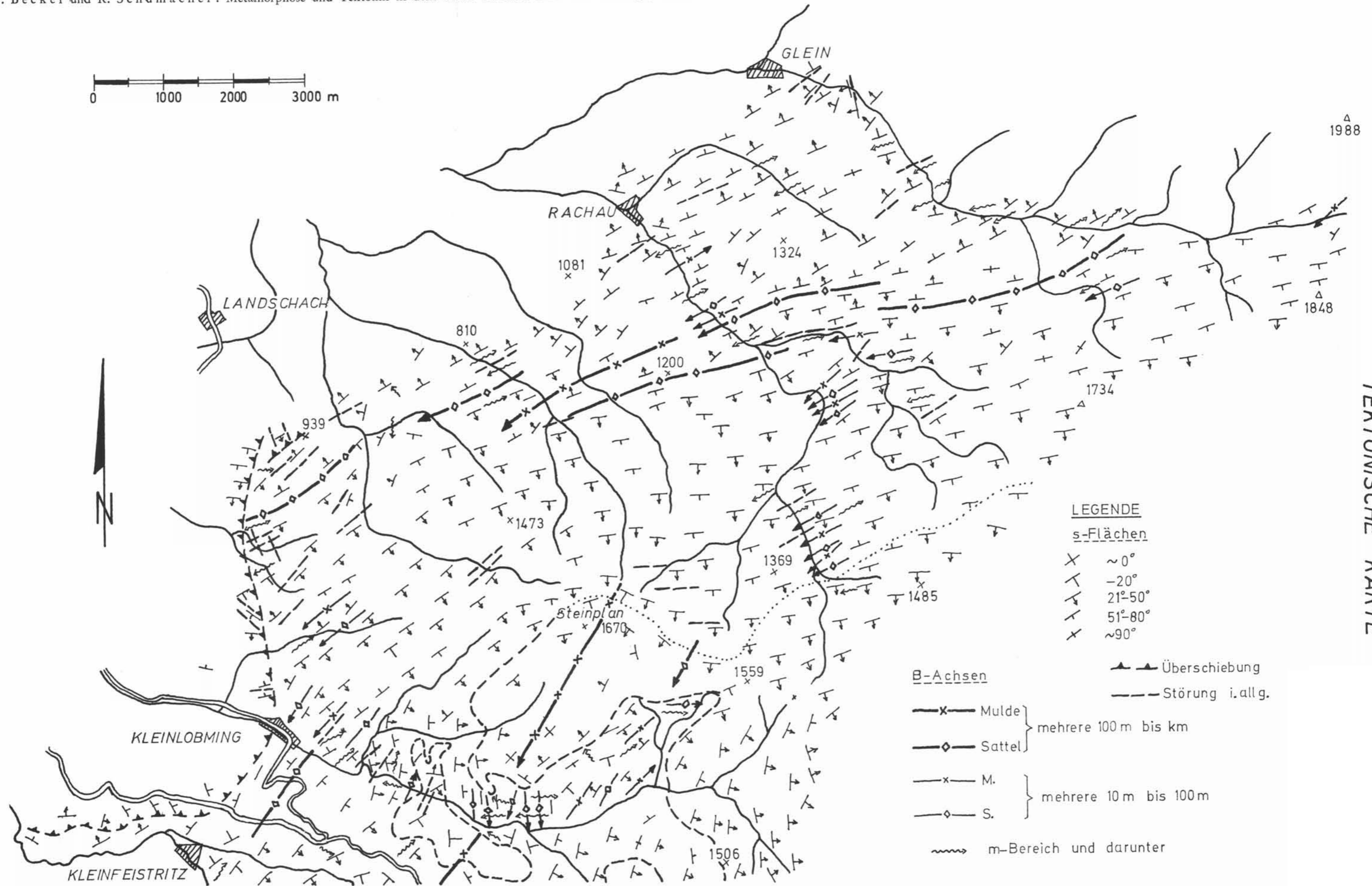


PROFIL 6



LEGENDE und LAGE der PROFILE siehe TAFEL 1

L. P. Becker und R. Schumacher: Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk.



TEKTONISCHE KARTE

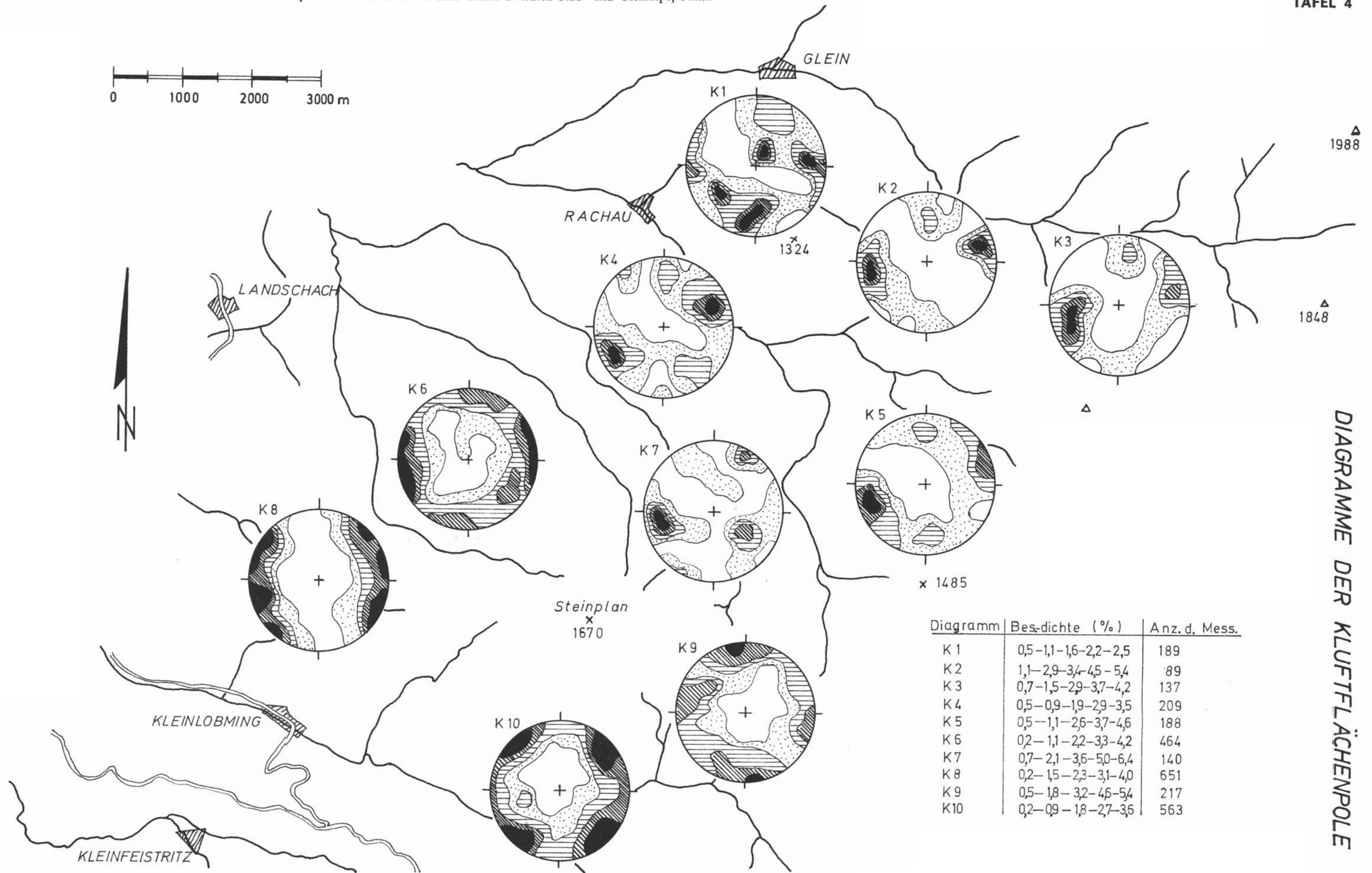
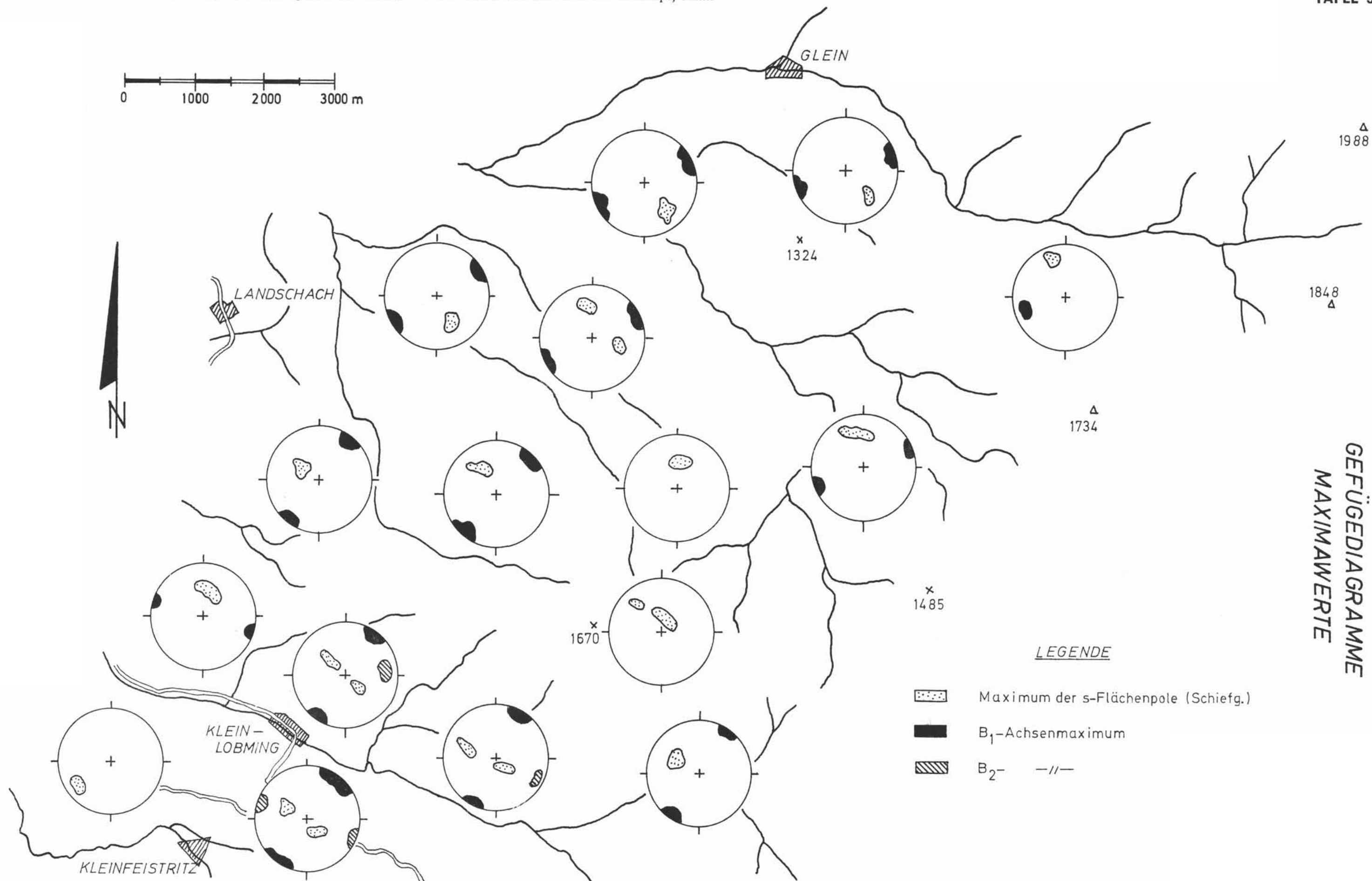


Diagramm	Bes-dichte (%)	Anz. d. Mess.
K 1	0,5-1,1-1,6-2,2-2,5	189
K 2	1,1-2,9-3,4-4,5-5,4	89
K 3	0,7-1,5-2,9-3,7-4,2	137
K 4	0,5-0,9-1,9-2,9-3,5	209
K 5	0,5-1,1-2,6-3,7-4,6	188
K 6	0,2-1,1-2,2-3,3-4,2	464
K 7	0,7-2,1-3,6-5,0-6,4	140
K 8	0,2-1,5-2,3-3,1-4,0	651
K 9	0,5-1,8-3,2-4,6-5,4	217
K 10	0,2-0,9-1,8-2,7-3,6	563

DIAGRAMME DER KLUFFTLÄCHENPOLE



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1972

Band/Volume: [65](#)

Autor(en)/Author(s): Becker Leander Peter, Schumacher Reinhold

Artikel/Article: [Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk. 1-31](#)