

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 75 (1982)
Heft: 2

Artikel: Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock)
Autor: Breitschmid, Alfred
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165234>

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: 12.12.2025

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

Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock)

Von ALFRED BREITSCHMID¹⁾

ABSTRACT

Very low-grade regional Alpine metamorphism of sediments from the Helvetic zone and the Pennine Klippen-nappe has been studied in a cross section through the external part of the Swiss Alps, along the Basel–Chiasso geotraverse.

The following methods were used:

1. X-ray diffraction and optical analyses (380 samples ranging in age from Triassic to Eocene).
2. Determination of illite crystallinity (IC) (364 samples).
3. Coal rank determination (Rm) (41 samples).
4. Fluid inclusion analyses in fissure quartz (14 samples).

Chlorite, illite, mixed-layer illite/montmorillonite, mixed-layer paragonite/muscovite are ubiquitous and occur in all stratigraphic units. Kaolinite is a typical clay mineral of the “Berrias–Valanginien-Mergel”, of the “Orbitolinaschichten” and of the Ultrahelvetische Flysch, whereas pyrophyllite occurs only in the “Aalénien-Schiefer”. In the Cretaceous limestones glauconite, stilpnomelane and alkali amphibole (riebeckite) were found.

In the diagenetic zone and at the beginning of the anchizone the IC varies depending on the lithology. However, based on IC it is possible to distinguish a lower-grade ($IC \approx 7.5-5.5$) and a higher-grade anchizone ($IC = 5.5-4.0$).

At the beginning of the anchizone the coal rank determination is a more reliable indicator of very low-grade metamorphism than IC. The diagenesis/anchizone limit is indicated by $R_m \approx 3.4\%$ and the end of the anchizone is at around 5.5%.

Mixed-layer illite/montmorillonite and glauconite disappear at the border field of the lower- to higher-grade anchizone, whereas stilpnomelane appears at the transition of the diagenesis/anchizone. Unfavourable lithology does not permit to locate the kaolinite–pyrophyllite reaction isograds.

Fluid inclusion analyses show a fluid field of higher hydrocarbons in the zone of diagenesis, while the transition to the methane–fluid field takes place in the border area of diagenesis/anchizone at about 200 °C. Finally, the transition to the waterfluid field occurs at the beginning of the higher anchizone at around 270 °C.

In the cross section under study the degree of diagenesis and very low-grade metamorphism generally increases progressively from the northern Alpine border towards the autochthonous sedimentary cover of the Aar massiv in the south. However four inversions were found where higher-grade metamorphic units were thrust onto lower-grade ones.

The areal distribution of the diagenetic and very low-grade metamorphic zones has been illustrated on a metamorphic map and in a cross section. The latter shows that the isolines of the metamorphic zones cut through the folds of the nappes. This observation together with the existence of inverted metamorphism suggest that the metamorphism took place after folding during a certain stage of the nappe emplacement. Therefore, it is possible to distinguish between pre-metamorphic, syn-metamorphic and post-metamorphic nappe movements.

¹⁾ Geologisches Institut der Universität, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern.

Finally, an attempt has been made to construct a model in order to demonstrate the geological history of the Helvetic zone including flysch sedimentation, nappe movements, metamorphism and molasse sedimentation.

ZUSAMMENFASSUNG

Die schwache alpine Regionalmetamorphose von Sedimenten des Helvetikums und der penninischen Klippen-Decke wurde in einem Querschnitt durch den Alpennordrand entlang der Geotransverse Basel-Chiasso untersucht.

Folgende Methoden wurden eingesetzt:

1. Röntgendiffraktometrische und optische Untersuchungen (380 Proben von der Trias bis ins Eozän).
2. Messung der Illit-Kristallinität (IK) (364 Proben).
3. Bestimmung des Inkohlungsgrades (Rm) (41 Proben).
4. Analyse von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen in Kluftquarzen (14 Proben).

Der Chlorit, der Illit, die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit und die Wechsellaagerung Paragonit/Muskowit sind Durchläufer und erscheinen in allen stratigraphischen Einheiten. Der Kaolinit ist ein typisches Tonmineral der «Berrias-Valanginien»-Mergel, der Orbitolinaschichten und des Ultrahelveticen Flysches, während der Pyrophyllit nur in den «Aalénien-Schiefern» angetroffen wurde. In Kreidekalken wurden Glaukonit, Stilpnomelan und Alkali amphibol (Riebeckit) nachgewiesen.

In der Diagenese und am Beginn der Anchizone schwanken die IK-Werte in Abhängigkeit von der Lithologie. Immerhin scheint es mit Hilfe der IK möglich, eine schwache ($IK \approx 7,5-5,5$) und eine starke Anchizone ($IK = 5,5-4,0$) auszuscheiden.

Zu Beginn der Anchizone ist der Inkohlungsgrad ein zuverlässigerer Parameter für die schwache Metamorphose als die IK. Am Anfang beträgt $Rm \approx 3,4\%$, am Ende der Anchizone hingegen zirka 5,5%.

Die unregelmässige Wechsellaagerung Illit/Montmorillonit und der Glaukonit verschwinden im Grenzbereich schwache-starke Anchizone, während der Stilpnomelan im Grenzbereich Diagenese-Anchizone erscheint. Ungünstige lithologische Verhältnisse gestatten es nicht, die Reaktionsisograde Kaolinit/Pyrophyllit zu lokalisieren.

In unserem Querprofil nimmt die Diagenese und schwache Metamorphose generell vom nördlichen Alpenrand gegen das Autochthon des Aarmassivs im Süden zu. Mit allen Untersuchungsmethoden können jedoch vier Inversionen festgestellt werden, wo Gesteine mit höhergradiger Metamorphose auf niedriggradigere Einheiten geschoben wurden.

Auf einer Metamorphosekarte und im Querprofil werden die ausgeschiedenen Zonen der Diagenese und schwachen Metamorphose räumlich dargestellt. Daraus geht hervor, dass die Isolinien der metamorphen Zonen die Faltenstrukturen der Decken schneiden. Diese Beobachtung lässt zusammen mit der Existenz der transportierten Metamorphose den Schluss zu, dass die Metamorphose nach der Faltung während einer bestimmten Situation der Deckenbewegungen erfolgte. Dadurch können prämetamorphe, synmetamorphe und postmetamorphe Bewegungen unterschieden werden.

Schliesslich wird versucht, die Metamorphose des Helvetikums in einem orogenen Entwicklungsmodell mit Beziehungen zwischen Flyschsedimentation, Deckenbewegungen und Molassesedimentation darzustellen.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	333
1. Einleitung	334
1.1 Problemstellung	334
1.2 Bisherige Arbeiten	334
1.3 Geologische Übersicht	337
1.4 Untersuchungsmethoden	338
2. Tonmineralogie	339
2.1 Allgemeines	339
2.2 Tonminerale	339
2.3 Stratigraphische Verbreitung der Tonminerale	341
2.4 Geologische Interpretation	352

3. Diagenese und schwache Metamorphose	356
3.1 Allgemeines	356
3.2 Illit-Kristallinität	356
3.3 Inkohlung	357
3.4 Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse	359
3.5 Mineralneubildungen und Mineralreaktionen	361
3.6 Vergleich der verschiedenen Methoden	364
3.7 Geologische Interpretation	368
Literaturverzeichnis	376

Vorwort

Nachdem ich in meiner Lizentiatsarbeit in der Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken die Probleme der Diagenese und schwachen Metamorphose kurz streifte, entstand auf Anregung von Herrn Prof. M. Frey (Mineralogisch-Petrographisches Institut, Basel) und mit Unterstützung von Herrn Prof. W. Nabholz (Geologisches Institut, Bern) die vorliegende Arbeit.

Für den tatkräftigen Einsatz und die wegweisenden Ratschläge im Feld, im Labor und am Schreibtisch spreche ich den Herren Professoren Nabholz und Frey hiermit meinen herzlichsten Dank aus.

Die Feldarbeiten wurden in verschiedenen Feldperioden in den Sommer- und Herbstmonaten der Jahre 1976, 1977 und 1978 ausgeführt. Die tonmineralogische Aufbereitung der Proben erfolgte am Mineralogisch-Petrographischen Institut und am Geologischen Institut der Universität Bern. Hier sind die Dünnschliffe mit den wichtigsten Handstücken und die gemahlene Reste sämtlicher Gesteinsproben sowie deren Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ deponiert. Die röntgenographischen Messungen entstanden im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bern und teilweise auch am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel. Die dazugehörigen Diffraktogramme und sämtliche Resultate der verschiedenen Untersuchungsmethoden sind ebenfalls in Bern aufbewahrt.

Frau Dr. M. Teichmüller und Herr Dr. R. Teichmüller (Krefeld, BRD) haben an Gesteinen vom Untersuchungsgebiet Inkohlungsmessungen und Herr Dr. J. Mullis (Fribourg) Messungen an Einschlüssen in Kluftquarzen durchgeführt. Ihnen sei hiermit nicht nur für die Bereitstellung der Daten, sondern auch für die wertvollen Diskussionen herzlich gedankt.

Für weitere fruchtbare Gespräche im Verlaufe dieser Arbeit möchte ich mich herzlich bedanken bei Herrn Prof. E. Niggli (Bern), Herrn Prof. R. Herb (Bern), Herrn Prof. T. Peters (Bern), Herrn PD J.C. Hunziker (Bern), Herrn Dr. H. Funk (Zürich), Herrn Dr. S.M. Schmid (Zürich) und Herrn Dr. O.A. Pfiffner (Neuchâtel).

Den vielen Kolleginnen und Kollegen am Institut, die durch ihr reges Interesse und manchen Hinweis meine Arbeit gefördert haben, danke ich ebenfalls recht herzlich: H.R. Bläsi, B. Diem, B. Ferrazzini, E. Frank, U. Furrer, U. Gruner, H. Ischi, A. Kammer, M. Korner, B. Künzi, T. Küpfer, M. Mange, A. Mojon, H. Oberhänsli, P. Probst, K. Ramseyer, F. Schenker, E. Schläppi, P. Schuler, B. Schwizer und J. van Stuijvenberg.

Das Kantonale Bauamt Uri in Altdorf und die Kantonale Baudirektion Nidwalden in Stans bewilligten eine Begehung im Seelisbergtunnel, wo ich mit Herrn Dr. F. Keller vom Büro Dr. Schneider (Uerikon) Gesteinsmaterial aus dem Pilotstollen

und aus Bohrkisten entnehmen durfte. Allen beteiligten Personen möchte ich hiermit bestens danken.

Mein aufrichtiger Dank gilt auch Herrn E. Lack und Herrn V. Grečo am Geologischen Institut der Universität Bern für die sorgfältige Anfertigung der Dünnschliffe.

Gerne denke ich an meine herrlichen Feldtage und -nächte in der Urschweiz, wo ich an folgenden Orten mit der urchigen Bevölkerung in näheren Kontakt kam:

- Berghaus «Niederbauen», Familie W. Näpflin (Restaurant «Schlüssel», Emmetten),
- Familie R. Herger, Alp Chli Laucheren am Surenenpass und in Attinghausen,
- Alpwirtschaft «Musenalp» (Kleintal), Familie J. Bissig,
- Gasthaus «Urirotstock» in Isenthal, Familie H. Gasser,
- Gasthaus «Gitschenen» (Grosstal), Familie W. Bissig.

Ihnen allen danke ich herzlich für die liebenswürdige Gastfreundschaft.

Der grösste Dank jedoch gilt meinen Eltern, die Verständnis für meinen zweiten Bildungsweg aufbrachten und stets für mein Wohlbefinden während all der Studienjahre besorgt waren. Ihrem Andenken sei die vorliegende Arbeit gewidmet.

1. Einleitung

1.1 *Problemstellung*

Die vorliegende Arbeit basiert auf dem Grundgedanken, die sedimentären Gesteinsabfolgen nördlich des Aarmassivs auf ihren Tonmineralgehalt und ihren Metamorphosegrad zu untersuchen. Diese Probleme sollen mit folgenden vier Untersuchungsmethoden angegangen werden:

1. Röntgendiffraktometrie für Tonmineralogie und Illit-Kristallinität,
2. Inkohlungsmessungen,
3. Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse (Fluids) in Kluftquarzen,
4. Dünnschliffe.

Mit den Resultaten lassen sich einerseits typische Tonmineralzusammensetzungen der einzelnen Schichtglieder und Formationen aufzeigen, und andererseits ermöglichen sie eine Zoneneinteilung der Diagenese und schwachen Metamorphose in den Sedimentgesteinen. Damit wird ein Beitrag zur Aufklärung der alpinen Regionalmetamorphose geleistet.

Da die Berner und Basler Institute an der Geotraverse Basel-Chiasso des Schweizerischen Landeskomitees für das Internationale Geodynamik-Projekt beteiligt sind, drängte sich eine Bearbeitung dieser Fragen im Raume Innerschweiz auf. Hier bietet sich das Reusstal an, das quer zum alpinen Streichen der tektonischen Grosseinheiten verläuft (Fig. 1 und 2).

1.2 *Bisherige Arbeiten*

Tonmineralogische Arbeiten zur Abklärung des Tonmineralspektrums in verschiedenen stratigraphischen Einheiten und zur Aufklärung der schwachen Meta-

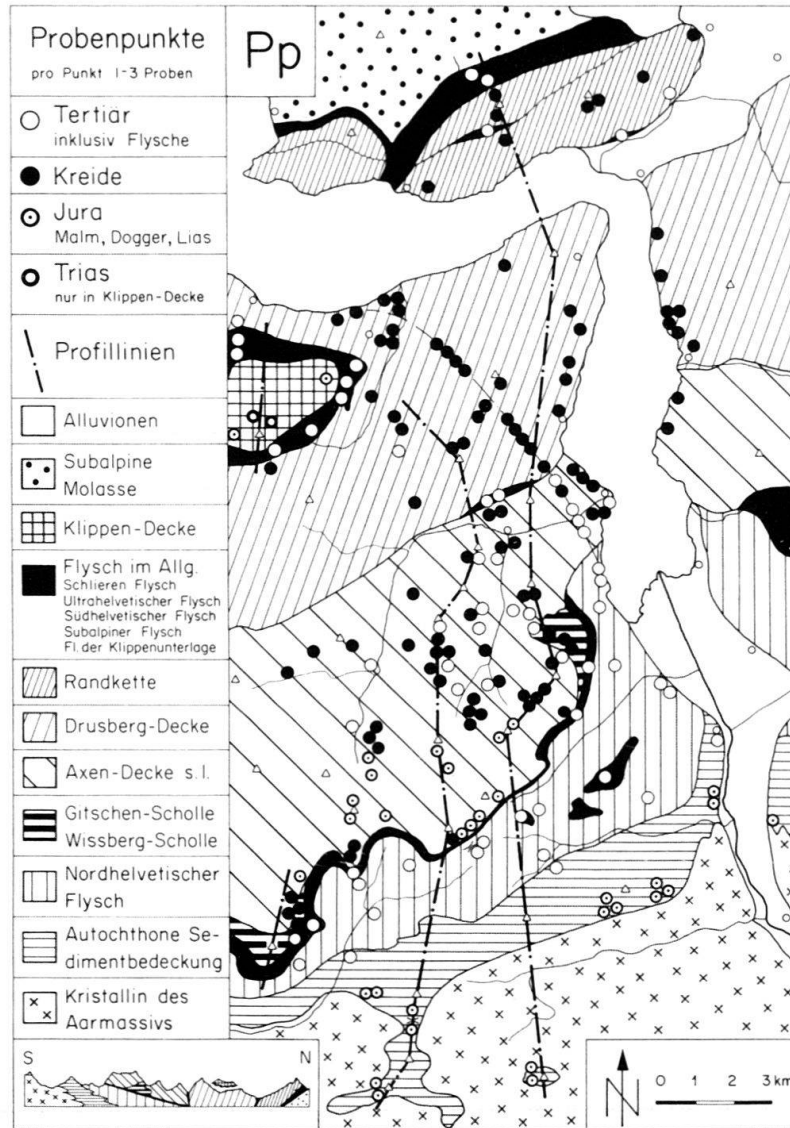


Fig. 2. Geologisch-tektonische Kartenskizze des Untersuchungsgebietes mit den Probepunkten.

Alkalamphibol in Sedimenten über dem östlichen Aarmassiv. Es folgten dann Arbeiten im Taveyannaz-Sandstein mit den typischen Mineralvergesellschaftungen Laumontit + Corrensit, Pumpellyit, Prehnit, Epidot und selten Pumpellyit + Aktinolit von MARTINI & VUAGNAT (1965, 1970), KUBLER et al. (1974), COOMBS et al. (1976), STALDER (1979), LIPPMANN & ROTHFUSS (1980) und KISCH (1980). Ebenfalls mit Schwerpunkt auf schwacher Metamorphose, in tonig-mergeligen Gesteinen, entstanden weitere Publikationen von FREY (1970, 1978) und FREY & WIELAND (1975), mit den typischen Tonmineralen Pyrophyllit, Wechsellagerung Paragonit/Muskowit, Paragonit und selten Chloritoid, und schliesslich über glaukonitführende Horizonten mit Stilpnomelan, Kalifeldspat und Biotit von FREY et al. (1973).

Als weitere Möglichkeit, die schwache Metamorphose zu untersuchen, bieten sich die Inkohlungsmessungen von organischem Material an. Auf damals schon bestehenden chemischen Daten basiert die Arbeit von FREY & NIGGLI (1971),

während die folgenden Autoren die Reflexionsmethode anwendeten: TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1978), KUBLER et al. (1979) und KISCH (1980).

Schliesslich wurden in den siebziger Jahren Daten publiziert von Messungen der Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse in Kluftquarzen von STALDER & TOURAY (1970) und MULLIS (1975, 1976, 1979). Damit lassen sich einerseits minimale Bildungstemperaturen und Drücke bestimmen, und andererseits gelingt eine Zoneneinteilung der Diagenese und schwachen Metamorphose mit typischen Fluidfeldern.

Eine Kombination aller Methoden veröffentlichten FREY et al. (1980a) aufgrund von Untersuchungen in folgenden vier Gebieten: Kiental (Berner Oberland), Glarnerland, Rätikon und Urnersee-Reusstal, mit Resultaten der vorliegenden Arbeit. FREY et al. (1980b) stellen die metamorphen Verhältnisse im Reusstal in einen grösseren regionalen Zusammenhang innerhalb der Geotraverse Basel-Chiasso. Einen Einblick in das Zusammenwirken von schwacher Metamorphose und Tektonik gibt SIDDANS (1979) am Beispiel des Glarner Verrucanos.

1.3 Geologische Übersicht

In Figur 2 ist der geologisch-tektonische Aufbau des Untersuchungsgebietes in einer Kartenskizze zusammen mit den Probenentnahmestellen ersichtlich. Für das geologisch-tektonische Gerüst wurden folgende Arbeiten zu Rate gezogen: VAN DER PLOEG (1912), BUXTORF (1916), FICHTER (1934), ANDEREGG (1940), SCHUMACHER (1949), GEIGER (1956), HANTKE (1961) und SPÖRLI (1966).

Kurz zusammengefasst ergibt sich folgendes Bild (Karte und kleiner Querschnitt in Fig. 2): Auf dem Kristallin des Aarmassivs (Erstfelder Gneis) liegen die Sedimente des Autochthons. Der Kontakt ist an der klassischen Lokalität vom Scheidnössli, etwa 2 km nördlich von Erstfeld, von ALB. & ARN. HEIM (1917) und im Geologischen Führer (1967, Heft 5) beschrieben worden. Über dem Autochthon folgt in parautochthoner Stellung der Nordhelvetische Flysch. Obschon keine neueren Untersuchungen darüber bestehen, fassen wir unter diesem Begriff den Altdorfer Sandstein und den Dachschiefer-Komplex zusammen. Darüber liegt ein relativ dünner, aber durchziehender Horizont mit südhelvetischem Flysch, in der Literatur auch etwa als Wildflysch benannt. Seine von der Erosion verschonten Reste bei den Gibelstöcken (Fig. 1) und Umgebung sind auf der Tektonischen Karte der Schweiz in der Ausgabe 1972 noch fälschlicherweise als Subhelvetische Decken ausgeschieden, was in der neuen Ausgabe 1980 korrigiert wurde. Von der Axen-Decke s.l. überfahren und zum Teil verschleppt, liegen die beiden Schollen des Gitschen und des Wissberges. Die tektonische Unterteilung der Axen-Decke s.l. ist ziemlich komplex und wird von verschiedenen Autoren immer wieder anders postuliert. Der Einfachheit halber übernehmen wir den externen Teil von ANDEREGG (1940) mit Axen-Nordlappen, Axenmättli-Mulde und Axen-Südlappen. Alle südlicheren Teile fassen wir im Sinne von SPÖRLI (1966) als Urirotstock-Decke zusammen, ohne weitere Auflösungen in Digitationen. Die neuen Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner Sees von SCHINDLER (1969) sind in der westlichen Fortsetzung nicht eindeutig weiter zu verfolgen. Weit einfacher präsentiert sich der schöne Faltenbau der anschliessenden Drusberg-Decke, die westlich des Choltals von der reliktsch vorhandenen penninischen Klippen-Decke überlagert wird. Dazwischen

sind wirre Flyschmassen eingeschlossen mit Anteilen von Flysch der Klippenunterlage, von Ultrahelvetischem Flysch (Flysch der Habkern-Mulde) und von Schlieren-Flysch. Nördlich des Vierwaldstätter Sees folgen die beiden Teile der Randkette, der Urmiberg und die Rigi-Hochfluh, die zusammen mit dem Subalpinen Flysch steil der Subalpinen Molasse aufliegen.

Über das Untersuchungsgebiet verteilt, entstand ein Netz von 364 Tonmineralproben, wobei eine Lokalität meistens mit zwei, selten mit drei Handstücken belegt wurde. Wenn möglich wurden dabei tonig-mergelige Gesteine berücksichtigt, die in Figur 2 in den vier Zeitperioden Tertiär, Kreide, Jura und Trias zusammengefasst sind. Das genaue Fundortverzeichnis mit den Koordinaten und den Resultaten aus den verschiedenen Untersuchungsmethoden ist in entsprechenden Tabellen am Geologischen Institut der Universität Bern hinterlegt.

1.4 Untersuchungsmethoden

In Figur 3 sind die in dieser Arbeit angewendeten Hauptmethoden in einem Organigramm zusammengestellt. Die Messungen der Einschlüsse von Gasen und Flüssigkeiten wurden von Herrn Mullis in Fribourg, diejenigen der Inkohlung von Herrn und Frau Teichmüller in Krefeld (BRD) freundlicherweise ausgeführt. Diese

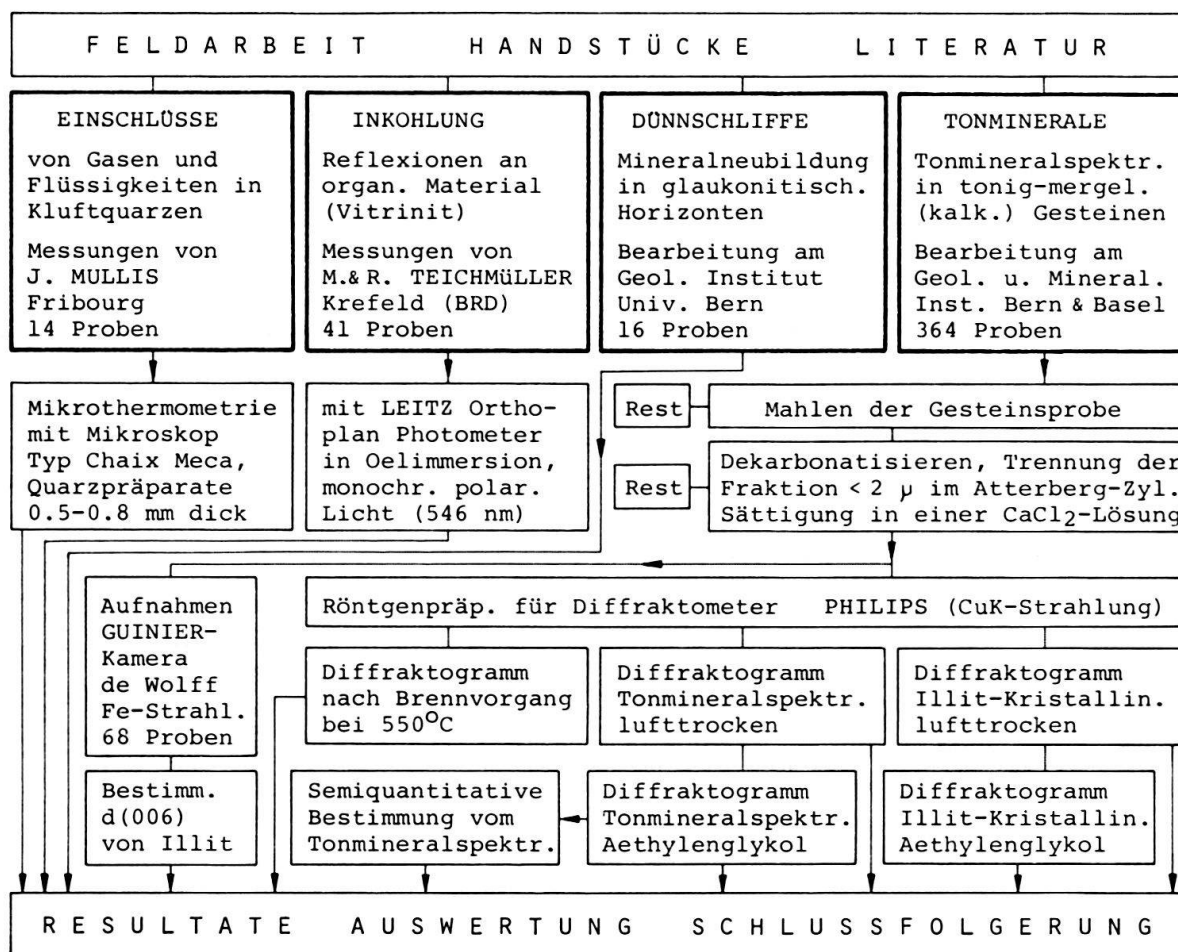


Fig. 3. Organigramm der Arbeitswege.

Methoden werden zusammen mit den Messungen der Illit-Kristallinität in FREY et al. (1980a) kurz beschrieben.

Die Auswertung der Diffraktogramme ergab folgende Informationen:

1. Qualitative Ermittlung der Tonminerale durch die Basisreflexe.
2. Semiquantitative Bestimmung der Tonmineralverteilung nach der Äthylenglykol-Behandlung, mit einer empirisch belegten Methode anhand der gemessenen Peak-Höhen (z. T. nach WEAVER 1956 und JOHNS et al. 1954). Wir betrachten die Genauigkeit der Resultate mit einer Abweichung von $\pm 5\%$.
3. Berechnung der Illit-Kristallinität (IK-Wert) nach KUBLER (1967) auf den Diffraktogrammen lufttrocken und nach der Äthylenglykol-Behandlung. Dabei wird die Breite des 10-Å-Illit-Peaks auf halber Höhe in Millimeter gemessen. Die Werte wurden mit einem Standard korrigiert, den uns freundlicherweise Herr Kubler in Neuenburg zur Verfügung stellte. Auf die Messung des IK-Wertes wurde bei Anwesenheit von Pyrophyllit verzichtet, da dieser den Illit-Peak verzerrt.

Die glaukonithaltigen Gesteine wurden in Dünnschliffen betrachtet, nachdem sie mit der Färbmethode auf Kalifeldspat nach BAILEY & STEVENS (1960) behandelt worden waren.

2. Tonmineralogie

2.1 Allgemeines

In tonhaltigen Gesteinen der geeigneten stratigraphischen Einheiten von der Trias bis ins Tertiär wurde in 364 Proben das Tonmineralspektrum bestimmt.

Tonminerale in einem marinen Sedimentgestein haben eine komplexe Geschichte hinter sich, die schwierig zu rekonstruieren ist.

Nach der Erosion bringt sie das Oberflächenwasser ins Meer, wo sie mit anderen Gemengteilen sedimentiert werden. Schon dieser Transport und der Wechsel Süßwasser/Salzwater können Umbildungen der Tonminerale hervorrufen. Weitere Veränderungen bewirken die überlagernden Sedimente während der Diagenese und später bei zunehmenden Druck- und Temperaturbedingungen während der Metamorphose bei Gebirgsbildungen. Dies wird jedoch im nächsten Hauptkapitel, «Diagenese und schwache Metamorphose», besprochen. In diesem Kapitel erfolgt vorerst eine Bestandesaufnahme der Tonminerale in verschiedenen stratigraphischen Horizonten.

2.2 Tonminerale

Es wurden folgende Tonminerale qualitativ und semiquantitativ bestimmt:

1. Illit
2. Wechsellagerung Illit/Montmorillonit
3. Wechsellagerung Paragonit/Muskowit
4. Kaolinit
5. Pyrophyllit
6. Chlorit

2.2.1 Illit

Mit dem Begriff Illit wird eine Gruppe von Tonmineralen mit Muskowit-Struktur angesprochen, die durch den Basisreflex (001) bei 10 Å erkannt wird. Nach der Äthylenglykol-Behandlung verschiebt sich der Peak kaum. Illit kommt in allen untersuchten Gesteinen vor und ist mit einem semiquantitativen Anteil von über 50% das am meisten verbreitete Tonmineral. Bis zu 100% Illit sind in einigen Proben im Lias, in den Zementsteinschichten und im Schrättkalk vorhanden. Illit kann detritisch eingeschwemmt, aber auch diagenetisch neu gebildet worden sein. Mit zunehmender Metamorphose ändert sich das Kristallgitter, was eine Zuspitzung des 10-Å-Peaks hervorruft und zur Berechnung des IK-Wertes führt. Die Unterscheidung in 1M- oder 2M-Illit anhand der Nichtbasisreflexe wurde nicht vorgenommen.

2.2.2 Wechsellagerung Illit/Montmorillonit

Wir verwenden hier noch diesen Ausdruck, während neuerdings auch der Begriff Illit/Smektit gebraucht wird. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit-Montmorillonit hat mehr als 10% quellbare Schichten. Sie lässt sich leicht erkennen durch die Verschiebung der Peak-Schulter von 10 bis 13 Å beim lufttrockenen Präparat, auf 12–14 Å nach der Äthylenglykol-Behandlung. Nach dem Brennvorgang bei 550 °C verschwindet die ganze Peak-Schulter. Reiner Montmorillonit und die regelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit konnten nirgends nachgewiesen werden, ob schon eigens dafür ausgesuchte Proben in der Fraktion <0,6 µm untersucht wurden. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit aber kommt, ausser in einigen Proben im «Gault», in allen untersuchten Gesteinen im Diagenesebereich vor. Bei zunehmender Beanspruchung in der Anchizone verschwindet der Anteil allmählich. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit kann detritisch zugeführt worden sein oder aus dem Illitisierungs-Prozess von Montmorillonit diagenetisch entstanden sein.

2.2.3 Wechsellagerung Paragonit/Muskowit

Dieses Tonmineral, erstmals von FREY (1969b) beschrieben, ist vermutlich eine unregelmässige Wechsellagerung von Paragonit- und Muskowitschichten mit einem eindeutigen Basisreflex bei 3,24 Å, wo sich auch ein starker Reflex von Kalifeldspat befindet, was die Identifikation erschwert. Ausser den Proben vom Lias und dem Nordhelvetischen Flysch kommt diese Wechsellagerung, wenn auch nur vereinzelt, in allen untersuchten Gesteinen vor, und zwar erst vom Grenzbereich Diagenese-Anchizone an bis in die Epizone. Eine detritische Zufuhr kommt demnach kaum in Frage.

2.2.4 Kaolinit

Der Kaolinit kann am besten durch den (002)-Peak bei 3,6 Å erkannt werden, da der (001)-Peak vom Chlorit-Peak (002) überlagert wird. Nach dem Brennvorgang bei 550 °C kann kein Kaolinit mehr nachgewiesen werden. Für die Bildung von Kaolinit stehen zwei Möglichkeiten im Vordergrund:

1. Bei Verwitterung im feuchtwarmen Klima kann er detritisch in ein Meeresbecken geschüttet worden sein.

2. Bei schwacher Diagenese kann Kaolinit neu gebildet, aber auch abgebaut worden sein.

Der Kaolinit konnte als typisches Tonmineral in folgenden Schichtgliedern bestimmt werden:

1. In den «Berrias-Valanginien»-Mergel.
2. In den Orbitolinaschichten.
3. Im Ultrahelvetischen Flysch.

Der Anteil am Tonmineralspektrum ist allgemein gering und steigt nie über 25%, so dass zu wenig Material zur Verfügung stand, um spezielle Kaolinminerale zu bestimmen.

2.2.5 *Pyrophyllit*

Die Anwesenheit von Pyrophyllit zeigt sich leicht durch die Basisreflexe bei 9,2, bei 4,6 und 3,06 Å, wenn zusätzlich durch den (006)-Peak bei 1,49 Å der Talk ausgeschlossen werden kann. Pyrophyllit konnte nur in dunkeln, zum Teil auch recht kalkhaltigen Schiefen des Doggers (Aalénien) nachgewiesen werden. Diese Proben stammen aus dem Autochthon, in dessen unmittelbarer Nachbarschaft die Illit-Kristallinität im Grenzgebiet der stärkeren Anchizone und der Epizone liegt. In schwächer metamorphen, lithologisch und stratigraphisch gleichwertigen Gesteinen fehlt aber der Pyrophyllit, so dass eine detritische Einschwemmung nicht in Frage kommt. Es handelt sich um eine Neubildung als Umwandlung aus Kaolinit infolge zunehmender Druck- und Temperaturbedingungen. Der semiquantitative Anteil von Pyrophyllit schwankt ziemlich stark von 6 bis 35%.

2.2.6 *Chlorit*

Der Chlorit ist einfach zu bestimmen mit der Reihe von Basisreflexen (001) bei 14,0 Å, (002) bei 7,0 Å, (003) bei 4,7 Å und (004) bei 3,5 Å. Nach dem Brennen bei 550 °C zeigten die starken (002)- und (004)-Reflexe und die verstärkten (001)-Reflexe in allen Proben eisenreichen Chlorit an. Wechsellagerungen Chlorit/Montmorillonit konnten nirgends nachgewiesen werden, und weitere Untersuchungen an Chlorit wurden nicht durchgeführt. In allen Gesteinen ist Chlorit, abgesehen von einzelnen Proben, immer reichlich vorhanden. Einzig im «Gault» fehlt auffallend oft der Chlorit, oder er ist nur spärlich vorhanden. Mit fortschreitender Metamorphose nimmt der Chlorit eher zu, was durch die Umwandlung aus der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit oder aus dem Kaolinit zu erklären ist. Chlorit kann auch schon diagenetisch gebildet worden sein, aber vielfach handelt es sich um eingeschwemmten Chlorit, wie dies aus der Häufung in den verschiedenen Flyschen geschlossen werden kann.

2.3 *Stratigraphische Verbreitung der Tonminerale*

2.3.1 *Trias*

(6 Proben.) Die Trias wurde nur in der Klippen-Decke untersucht (Fig. 4). Drei Proben in den bunten dolomitischen Mergeln zeigen einen durchschnittlichen Gehalt von 70% Illit, 10% unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit

und 20% Chlorit. Ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, in der Region Arvigrat (Nidwalden), stellte freundlicherweise Herr Ramseyer auch Proben aus anderen Schichten zur Verfügung. Die blonden dolomitischen Tone haben keine Wechsellagerung Illit/Montmorillonit mehr, während die Kössener Schichten noch solche aufweisen. In einer Probe aus der Rauhewacke wurde fraglicher Corrensit, eine regelmässige Wechsellagerung Chlorit/Montmorillonit, festgestellt.

2.3.2 *Lias*

(5 Proben.) Gesteine aus dem Lias stehen nur in der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke) zur Verfügung. Die Obere Sexmor-Serie enthält hier bis zu 100% Illit, wenig Chlorit und keine Wechsellagerungs-Mineralen (Fig. 4). Der untere Lias (Cardinienschichten) führt nach KÜNZI (1975) in der Wildhorn-Decke im Kiental mit 40% relativ viel Chlorit. Eine ausführliche tonmineralogische Beschreibung von Liassedimenten vom Jura bis in die Alpen gibt FREY (1978).

2.3.3 *Dogger*

(39 Proben.) In Figur 4 werden Kalke und Schiefer des Doggers unterschieden. Letztere sind dunkle Schiefertone des Aaléniens, die in der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke) von SPÖRLI (1966) als Bommerstein-Serie s.l. benannt wurden. Abgesehen von einer Probe, welche zusätzlich die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit enthält, sind als Tonminerale ausschliesslich Illit und Chlorit mit sehr wechselnden Anteilen vorhanden (Chlorit: 8–60%).

Aus der stark reduzierten Schichtreihe des Autochthons wurden dunkle Tonschiefer und zum Teil auch Kalke untersucht. Vor allem in tonig-schiefrigen, aber auch in sehr kalkhaltigen Schichten konnte bis zu 35% Pyrophyllit nachgewiesen werden. In vielen Proben, mit oder ohne Pyrophyllit, ist die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit bis zu 20% vorhanden, während der Illit bis zu 95% und der Chlorit zwischen 3 und 30% überall auftritt. Das Aalénien der Wildhorn-Decke im Kiental (KÜNZI 1975) passt gut in dieses Bild, jedoch mit zusätzlichem Vorkommen von wenig Paragonit.

Ganz anders sind die faziellen Verhältnisse im Dogger der Klippen-Decke (RAMSEYER 1977), aber ohne wesentliche Änderung des Tonmineralspektrums. Hier bieten sich mergelige Partien der Zoophycossschichten zur Untersuchung an. In allen Proben ist noch die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit bis zu 15% beteiligt, während der Illit bis zu 85% und der Chlorit bis zu 20% ausmachen. Ein ähnliches Spektrum, mit etwas weniger Chlorit, zeigen die Hütletsboden-Schichten ausserhalb des Untersuchungsgebietes in der Region Arvigrat (Nidwalden).

2.3.4 *Schilt-Schichten*

(18 Proben.) Aus der Schichtreihe des Malms eignen sich im Autochthon und in der Axen-Decke (Urirotstock-Decke) die kalkigen Schiefer der Schilt-Schichten für tonmineralogische Untersuchungen (Fig. 5). In den meisten Proben kommt auffallenderweise die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit vor. Obschon dieses Tonmineral in fast allen untersuchten Gesteinsschichten vereinzelt auftritt, ist die Häufig-

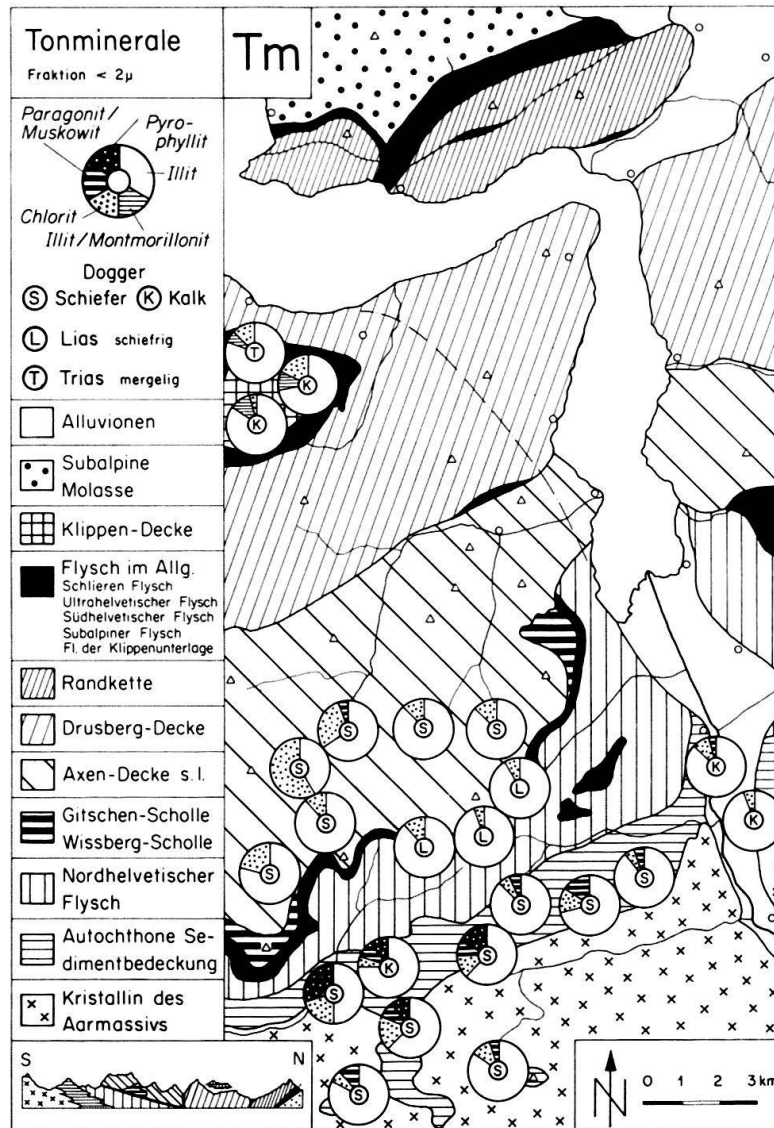


Fig. 4. Tonmineralverteilung in der Trias, im Lias und im Dogger.

keit in den Schilt-Schichten bemerkenswert. Ebenso bezeichnend ist der geringe Anteil von Chlorit, der selten über 10% ausmacht. Dagegen ist der Illit meistens reichlich vorhanden, vereinzelt sogar bis zu 100%.

2.3.5 Zementsteinschichten

(12 Proben.) Ebenfalls in Figur 5 ist der Tonmineralgehalt der Zementsteinschichten graphisch dargestellt. Innerhalb dieser Wechsellagerung von Kalkbänken und Mergelschiefen liegt nach GERBER (1930) in den untersten Partien die Malm-Kreide-Grenze. Im Gegensatz zu den Schilt-Schichten führen die Zementsteinschichten selten die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit, und der Chloritgehalt kann sehr stark von 0 bis 35% variieren. In wenigen Fällen ist ausschliesslich Illit vorhanden und in nördlich gelegenen Proben noch ein geringer Anteil der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit. In der Doldenhorn-Decke

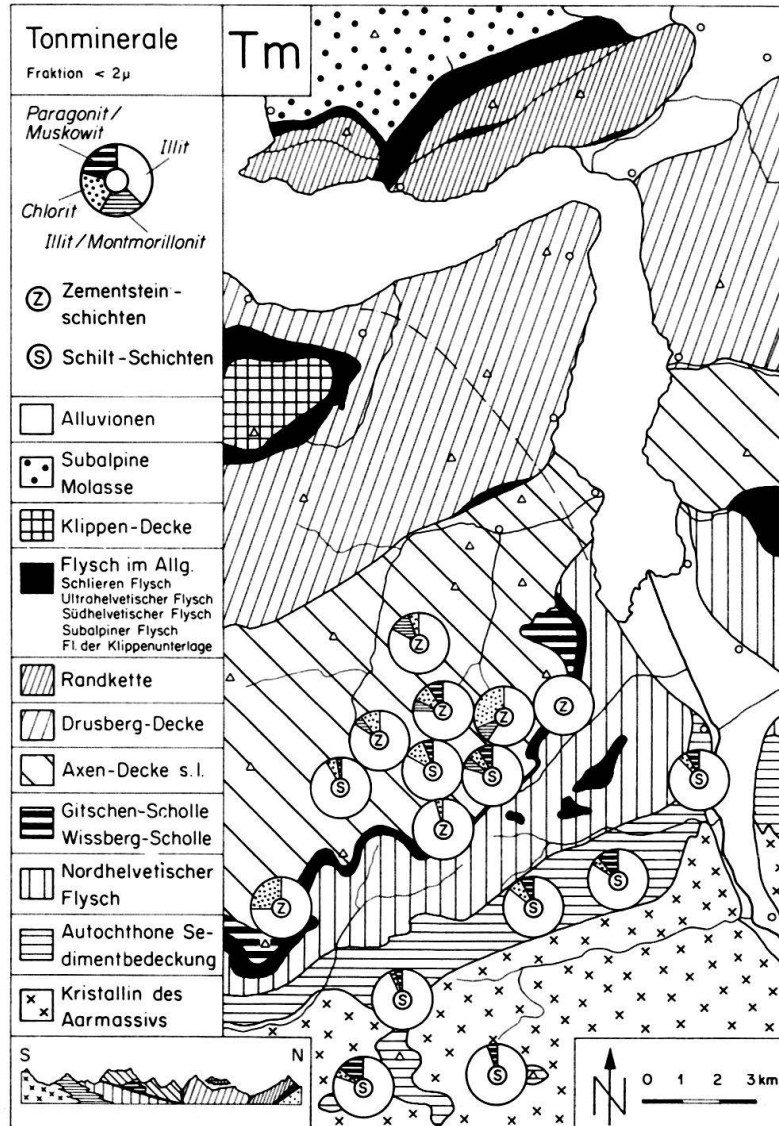


Fig. 5. Tonmineralverteilung in den Schilt-Schichten und in den Zementsteinschichten.

und in der Gellihorn-Decke im Kiental beschreibt KÜNZI (1975) nur Chlorit (20–30%) und Illit (70–80%).

2.3.6 Öhrli-Mergel

(16 Proben.) Weiter aufwärts in der Schichtreihe der Kreide bieten sich die Öhrli-Mergel für tonmineralogische Untersuchungen an. Damit die «Berrias-Valanginien»-Mergel allein dargestellt werden können, sind die Ergebnisse der Öhrli-Mergel in Figur 6 mit denjenigen des Kieselkalkes zusammengestellt. Im Gegensatz zu den Zementsteinschichten kommt in den Öhrli-Mergeln, vor allem in der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke), die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit häufiger und mit relativ hohen Gehalten (bis zu 20%) vor. Der Chlorit ist immer reichlich anzutreffen, so dass der Illit nie über 75% ausmacht. Die unregel-

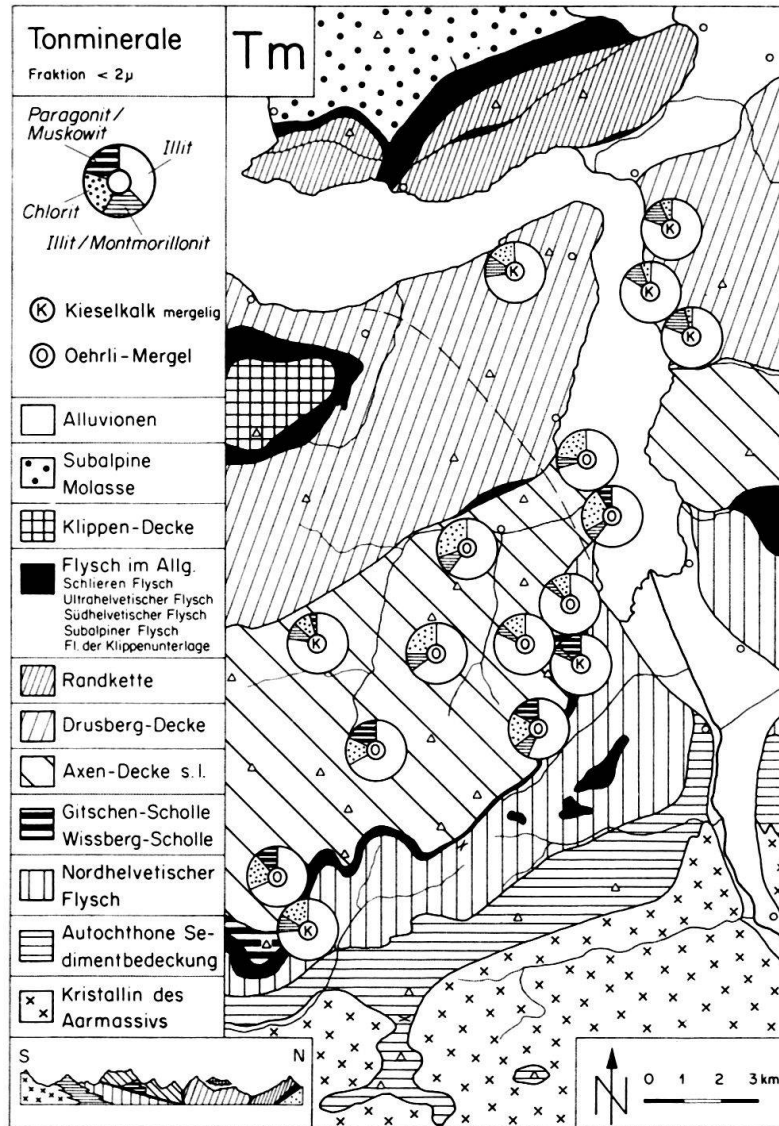


Fig. 6. Tonmineralverteilung in den Öhrli-Mergeln und im Kieselkalk.

mässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit verschwindet gegen Süden, ähnlich wie bei den Zementsteinschichten.

2.3.7 «Berrias-Valanginien»-Mergel

(43 Proben.) Figur 7 zeigt, dass die «Berrias-Valanginien»-Mergel über ein grosses Gebiet verteilt sind. Sie fehlen nur in der Klippen-Decke und im Autochthon. Innerhalb der einzelnen Deckenelemente weisen aber die «Berrias-Valanginien»-Mergel eine lithologische Vielfalt auf, wie sie ISCHI (1978) eindrücklich beschreibt. Am häufigsten kommen Tonschiefer und kalkhaltige Gesteine vor. Das Tonmineralspektrum wird auffallend in der Randkette, in der Drusberg-Decke und im Axen-Nordlappen durch den Kaolinit bereichert (bis über 20%). In den südlichen Einheiten der Axen-Decke s.l. jedoch fehlt er. Der Chlorit kommt dagegen in allen Proben mit 5–35% vor und der Illit mit 45–85%. Die unregelmässige Wechsel-

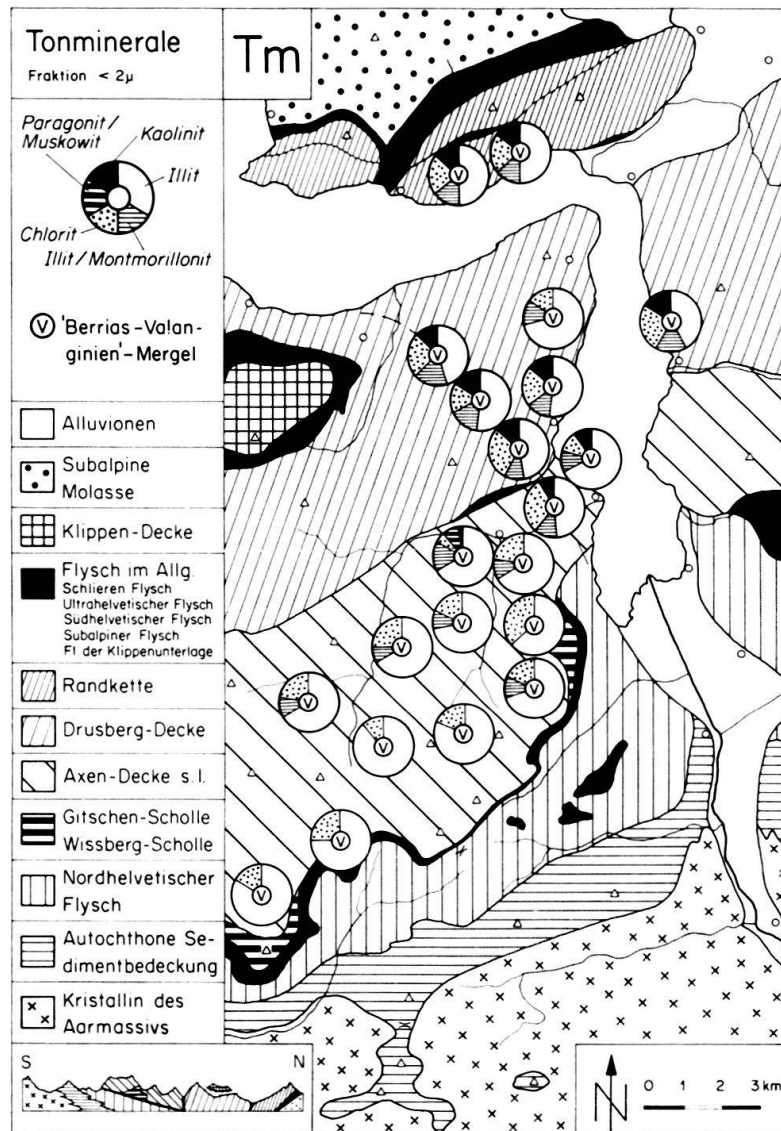


Fig. 7. Tonmineralverteilung in den «Berrias-Valanginien»-Mergeln.

lagerung Illit/Montmorillonit erscheint von der Randkette im Norden bis weit in die Axen-Decke s.l. im Süden, während die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit nur in einer Probe im Axen-Nordlappen nachgewiesen wurde. In der Wildhorn-Decke und in der Doldenhorn-Decke im Kiental fehlt der Kaolinit ebenfalls, dagegen findet KÜNZI (1975) noch 5% Paragonit und 5% Paragonit/Muskowit in der Wildhorn-Decke.

2.3.8 Kieselkalk

(14 Proben.) Obschon der Kieselkalk eine grosse Verbreitung aufweist, wurden nur wenig Proben aus mergelig-schiefrigen Partien untersucht (Fig. 6). Verglichen mit anderen Schichtgliedern, ist der Chlorit mit 0-25% nur dürftig vertreten. Auch der Kieselkalk in der Wildhorn-Decke im Rawilgebiet (LAUBER 1975) enthält wenig Chlorit. Die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit kann vereinzelt vorkommen, während die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit selbst in der

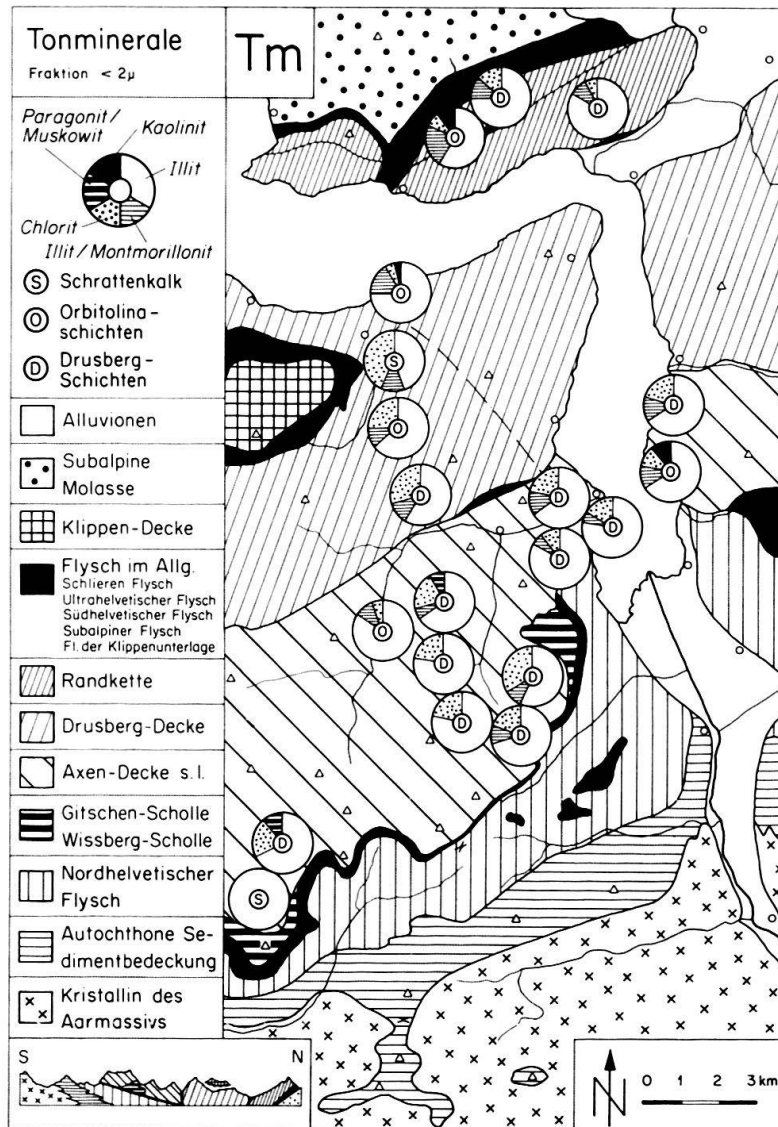


Fig. 8. Tonmineralverteilung in den Drusberg-Schichten, in den Orbitolinaschichten und im Schrattekalk.

Gitschen-Scholle und in der Firrenband-Linse unter der Axen-Decke s.l. anzutreffen ist.

2.3.9 Drusberg-Schichten

(24 Proben.) Die mergelig-kalkigen Wechsellagerungen der Drusberg-Schichten eignen sich gut für tonmineralogische Untersuchungen (Fig. 8). Das Spektrum ist jedoch eintönig mit unterschiedlichen Gehalten an Chlorit (10–40%). Ähnliche Verhältnisse wurden in der Wildhorn-Decke im Rawilgebiet (LAUBER 1975) und in der Drusberg-Decke am Gräfimattstand (Nidwalden) von KORNER (1975) beschrieben. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit verschwindet erst in der südlichen Axen-Decke s.l., wo vereinzelt auch die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit auftritt. In den Drusberg-Schichten der Axenmättli-Mulde am Faulen sind beide Wechsellagerungs-Mineralien vorhanden.

2.3.10 *Orbitolinaschichten*

(8 Proben.) Wie in den «Berrias-Valanginien»-Mergeln kann auch in den Orbitolinaschichten der Kaolinit schichtspezifisch auftreten (Fig. 8). In Proben der Randkette, der Drusberg-Decke und im Axen-Nordlappen konnte dieses Tonmineral nachgewiesen werden, im Axen-Südlappen jedoch nicht mehr. Neben dem Illit schwanken die Werte vom Chlorit und der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit beide zwischen 5 und 25%.

2.3.11 *Schrattenskalk*

(4 Proben.) Vom Schrattenskalk wurden nur wenig Proben untersucht, um eventuell noch Kaolinit zu finden, was jedoch nicht gelang (Fig. 8). Auch in der Wildhorn-Decke im Rawilgebiet (LAUBER 1975) fehlt der Kaolinit, aber in der Drusberg-Decke am Gräfimattstand (Nidwalden) (KORNER 1975) ist er im Oberen und Unteren Schrattenskalk sowie in den dazwischen liegenden Orbitolinaschichten immer vorhanden.

2.3.12 «*Gault*»

(19 Proben.) Das Tonmineralspektrum der mergeligen Gesteine des Gargasiens und vom «Albien-Grünsand»-Zyklus (KORNER 1978) ist aus Figur 9 ersichtlich. Es besteht aus relativ wenig Chlorit und der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit, womit für den Illit meistens mehr als 80% übrigbleiben. Am Gräfimattstand (Nidwalden) (KORNER 1975) ist auf Kosten des Illits jeweils mehr Chlorit anzutreffen.

2.3.13 *Choltal-Schichten*

(3 Proben.) Die Proben der Choltal-Schichten (Seewerschiefer, siehe OBERHÄNSLI 1978) zeigen einen kleinen Anteil von Chlorit und der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit mit dementsprechend viel Illit (70–90%), wie in Figur 9 zu sehen ist.

2.3.14 *Amdener Mergel*

(14 Proben.) Etwas mehr Handstücke standen von den Amdener Mergeln zur Verfügung, jedoch nur aus der Drusberg-Decke (Fig. 9). Im Gegensatz zu den Choltal-Schichten fällt hier durchwegs der relativ hohe Chloritgehalt auf mit 20–40%. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit macht etwa 10% aus, so dass dem Illit mit über 50% immer noch der Hauptanteil am Spektrum zufällt.

2.3.15 *Wang-Schichten*

(4 Proben.) In den Proben der Wang-Schichten, die ebenfalls nur aus der Drusberg-Decke stammen, schwankt der Chloritgehalt von 0 bis 20%. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit ist mit rund 10% immer vertreten. Demnach bleibt für den Illit mindestens ein Anteil von 70% übrig.

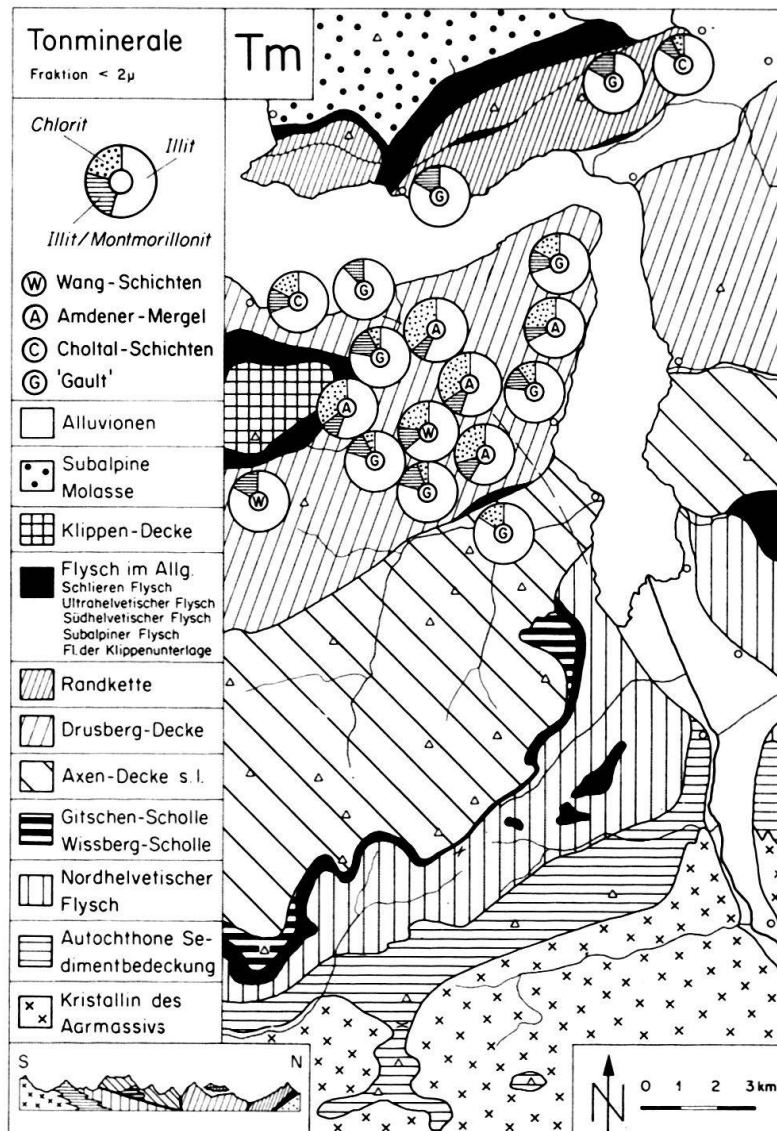


Fig. 9. Tonmineralverteilung im «Gault», in den Choltal-Schichten, in den Amdener Mergeln und in den Wang-Schichten.

2.3.16 Tertiär (ohne Flysche)

(51 Proben.) Tertiäre Gesteine bieten sich fast über das gesamte Gebiet zur Untersuchung an. Auf Figur 10 wird zwischen mergelig-schiefrigen (Globigerinenmergel, sandige Schiefer) und kalkigen Proben (Nummulitenkalke) unterschieden. Es zeigen sich aber nur geringfügige Veränderungen im Tonmineralspektrum. Der Chlorit kann in Kalken von 0 bis 45% variieren, in Mergeln und Schiefen ist er aber immer relativ hoch mit 20–60%. Ferner wurde die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit nur in mergeligen Proben nachgewiesen. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit verschwindet in der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke) und ist ebenfalls im Autochthon nicht mehr vorhanden. Eine ähnliche Tonmineralverteilung beschreibt KÜNZI (1975) aus Schiefen und Mergeln der Gellhorn-Decke im Kiental mit zusätzlichem sporadischem Auftreten von Paragonit. In der Randkette am Schimberg (Entlebuch) (BIERI 1974) sind bemerkenswer-

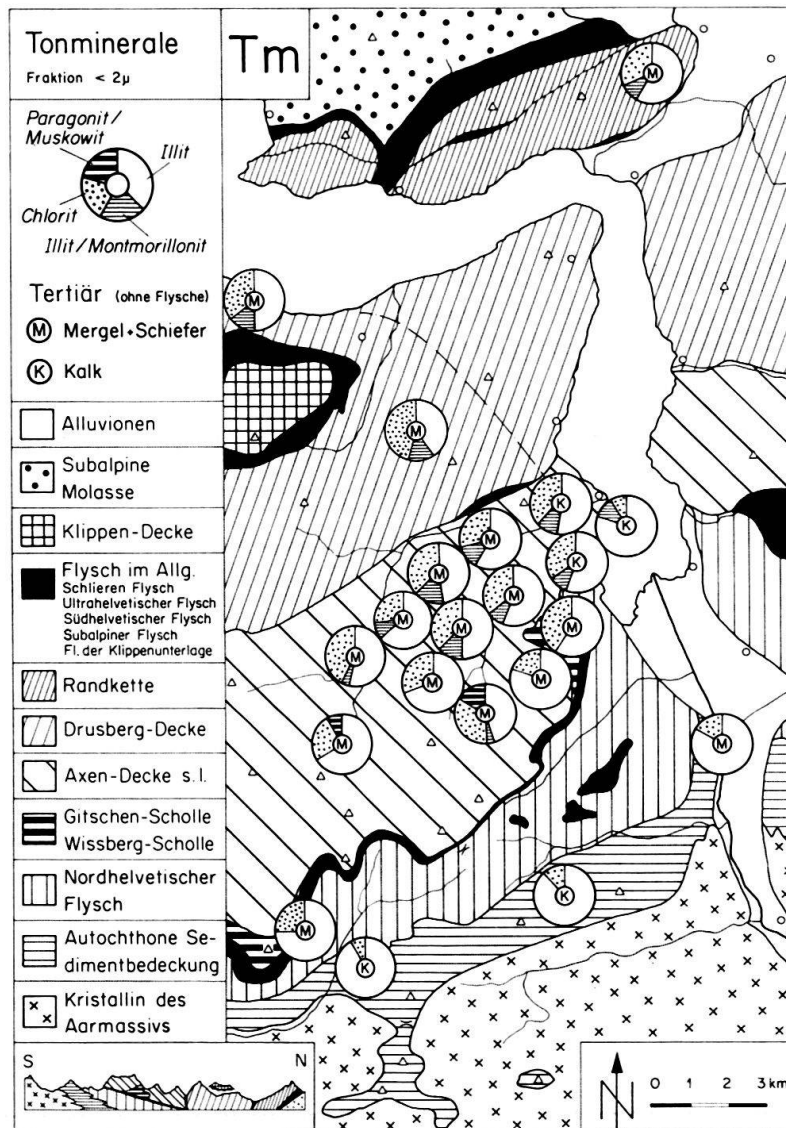


Fig. 10. Tonmineralverteilung im Tertiär (ohne Flysche).

terweise in der gesamten Tertiärabfolge (Hohgant-Serie, Globigerinenschiefer) 5–30% Kaolinit vorhanden.

2.3.17 Nordhelvetischer Flysch

(6 Proben.) Der Nordhelvetische Flysch zeigt im gesamten Untersuchungsgebiet ein konstantes Tonmineralbild (Fig. 11). Neben dem Illit ist immer reichlich Chlorit (15–45%) vorhanden. In nördlichen Proben, zwischen Attinghausen und dem Urner See, ist zusätzlich die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit mit etwa 10% beteiligt.

2.3.18 Südhelvetischer Flysch

(20 Proben.) Der Südhelvetische Flysch unter der Axen-Decke s.l. und an den Gibelstöcken unterscheidet sich im Tonmineralspektrum nicht vom Nordhelveti-

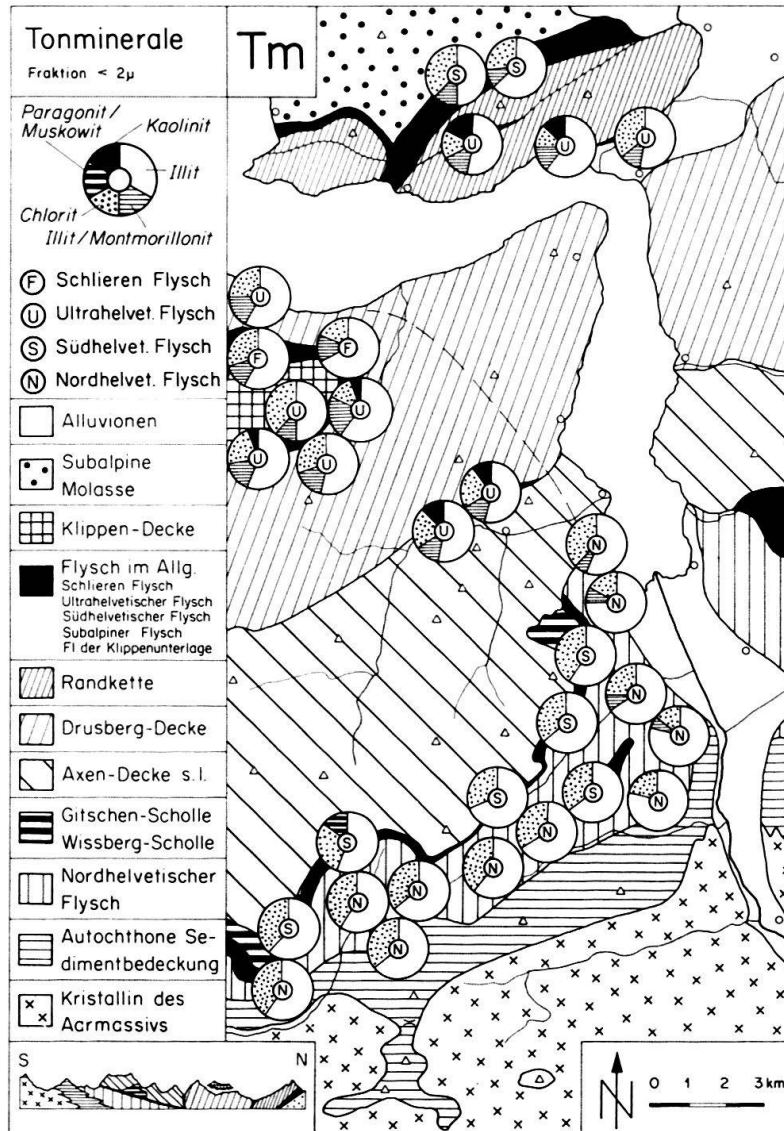


Fig. 11. Tonmineralverteilung im Nordhelvetischen Flysch, im Südhelvetischen Flysch, im Ultrahelvetischen Flysch und im Schlieren-Flysch.

schen Flysch (Fig. 11). Einzig in zwei Proben konnte die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit zusätzlich gefunden werden. Im Subalpinen Flysch unter der Randkette ist noch die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit mit etwa 10% vorhanden.

2.3.19 Ultrahelvetischer Flysch

(32 Proben.) Der Ultrahelvetische Flysch erscheint unter der Klippen-Decke, in der Randkette zwischen Urmiberg und Rigi-Hochfluh, zwischen der Randkette und der Drusberg-Decke und vermutlich auch zwischen der Drusberg-Decke und der Axen-Decke s.l. (Fig. 11). In den meisten Proben kann überraschenderweise Kaolinit nachgewiesen werden. Der Chloritgehalt schwankt zwischen 10 und 45% und die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit zwischen 10 und 25%. Für

den Illit bleiben meistens noch mehr als 50% übrig. Im Ultrahelvetischen Flysch des Entlebuch beschreiben ISCHI (1973) und BIERI (1974) ebenfalls Kaolinit. Auch im Gebiet des Arvigrates (Nidwalden) enthält der Flysch der Habkern-Mulde (Benennung nach GEIGER 1956) Kaolinit, während er im Gebiet von Habkern selbst nur vereinzelt im Flysch mit Leimernpaketen (Benennung nach GIGON 1952) anzutreffen ist.

2.3.20 Schlieren-Flysch

(7 Proben.) Der Schlieren-Flysch ist im Untersuchungsgebiet nur unter der Klippen-Decke anstehend. Er enthält 20–30% Chlorit, aber keinen Kaolinit, wie auch im Gebiet des Arvigrates (Nidwalden) nicht. Im Unterschied zum Ultrahelvetischen Flysch ist hier die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit nur mit höchstens 10% vertreten. In der Region Habkern wurden diesbezüglich einige Proben untersucht mit dem Resultat, dass sowohl im Ultrahelvetischen Flysch (Flysch mit Leimernpaketen) als auch im Schlieren-Flysch Kaolinit festgestellt wurde. Auch STUIJVENBERG (1979) findet im Gurnigel-Flysch in fast allen Proben mehr oder weniger Kaolinit. Im Schlieren-Flysch stellt WINKLER (1981) neben dem Kaolinit auch vereinzelt reinen Montmorillonit fest.

2.4 Geologische Interpretation

2.4.1 Allgemeines

Ähnlich wie die Schwerminerale bieten sich auch die Tonminerale für geologische Aussagen an, allerdings verbunden mit der Schwierigkeit, dass die Tonminerale weniger stabil sind und sich schon in der Diagenese verändern können. Diese Eigenschaft wiederum kann man sich zunutze machen, um die Vorgänge während der Diagenese und der schwachen Metamorphose zu verstehen und zu erklären, z. B. mit der Illit-Kristallinität oder mit Mineralneubildungen, wie dies im Hauptkapitel 3 geschieht.

In diesem Kapitel sollen einige Gedanken über das Auftreten eines Tonminerals oder eventuell ein typisches Tonmineralverhältnis in einem bestimmten Schichtglied besprochen werden. Diese Aussagen müssen aber lithostratigraphisch oder paläogeographisch verstanden werden, nicht aber chronostratigraphisch. PERSOZ & REMANE (1976) versuchen zwar mit dem Auftreten von Kaolinit die Jura-Kreide-Grenze im Faltenjura und im Vocontischen Trog festzulegen. BLÄSI (1980) zeigt aber, dass das Erscheinen oder Fehlen von Kaolinit auch faziell bedingt sein kann.

2.4.2 Illit

Der Illit ist im Tonmineralspektrum in allen untersuchten Gesteinen mit über 50% vorhanden, so dass keine schichtspezifischen Aussagen gelingen. Als einziges Tonmineral wurde er in einzelnen Proben aus dem Lias, den Schilt-Schichten, den Zementsteinschichten, dem Schrattenkalk und dem Tertiär, jedoch in keinen Flyschen, festgestellt.

2.4.3 *Unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit*

Auch dieses Tonmineral kann in allen untersuchten Schichtgliedern auftreten, jedoch verschwindet es bei zunehmender Metamorphose, was im Hauptkapitel 3 besprochen wird.

2.4.4 *Wechsellagerung Paragonit/Muskowit*

Dieses Tonmineral kann vereinzelt in fast allen Gesteinen vorkommen, jedoch nur vom Grenzbereich Diagenese-Anchizone an bis in die Epizone. Die Bildung wird aber nicht nur durch zunehmenden Druck oder erhöhte Temperatur bedingt, sondern es müssen bestimmte milieuhängige Verhältnisse vorliegen. FREY (1969b, 1970) postuliert für ein Na-reiches Milieu folgende Reaktionsreihe:

Unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit → regelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit → Wechsellagerung Paragonit/Muskowit → Paragonit.

Die regelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit und der Paragonit konnten in unserem Untersuchungsgebiet nirgends nachgewiesen werden. Dagegen findet KÜNZI (1975) Paragonit im Kiental in den «Aalénien-Schiefern», in den «Berrias-Valanginien»-Mergeln, im Taveyannaz-Sandstein und im Ultrahelvetikum.

Die Bildungsbedingungen für die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit müssen besonders gut in den Schilt-Schichten erfüllt gewesen sein, da sie hier häufig erscheint.

2.4.5 *Kaolinit und Pyrophyllit*

Da der Pyrophyllit aus ursprünglich vorhandenem Kaolinit entstehen kann (siehe Kap. 3), werden hier beide Tonminerale gemeinsam besprochen.

Kaolinit entsteht vor allem vordiagenetisch bei der Verwitterung in feuchtwarmem Klima und wird dann detritisch ins Meer geführt. Neubildung von Kaolinit während der Diagenese ist selten, jedoch kann er vor allem in Sandsteinen in Illit oder in geringem Mass auch in Chlorit umgewandelt werden.

Mit dem tatsächlichen Auftreten von Kaolinit oder Pyrophyllit zeigen sich geologisch interessante Aspekte. Diese zwei Tonminerale wurden in unserem Untersuchungsgebiet in folgenden Schichten nachgewiesen:

1. Pyrophyllit im Dogger nur in den «Alénien-Schiefern».
2. Kaolinit in der Kreide nur in den «Berrias-Valanginien»-Mergeln und in den Orbitolinaschichten.
3. Kaolinit im Tertiär nur im Ultrahelvetischen Flysch.

Diese Schichtglieder führen aber nicht in allen tektonischen Einheiten Pyrophyllit oder Kaolinit, sondern:

1. die «Aalénien-Schiefer» den Pyrophyllit nur im Autochthon;
2. die «Berrias-Valanginien»-Mergel den Kaolinit nur in der Randkette, in der Drusberg-Decke und im Axen-Nordlappen;
3. die Orbitolinaschichten den Kaolinit ebenfalls nur in der Randkette, in der Drusberg-Decke und im Axen-Nordlappen.

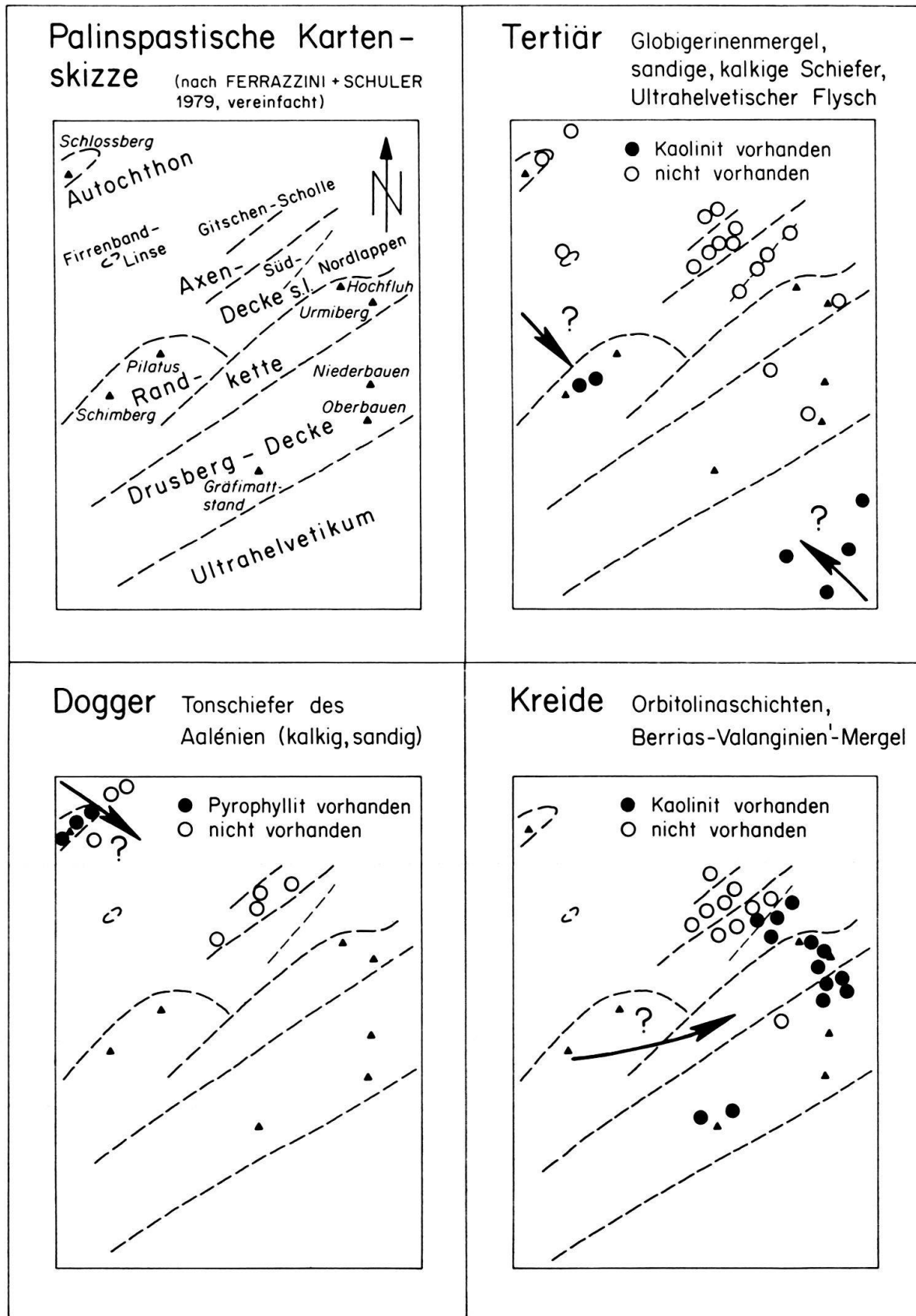


Fig. 12. Paläogeographische Verteilung der Vorkommen von Kaolinit und Pyrophyllit.

Diese Feststellungen ergeben folgendes paläogeographisches Bild, wie es in Figur 12 skizziert ist:

1. Dogger: Die Schüttungen im Dogger (Bommerstein-Serie) erfolgten aus nordöstlicher Richtung, wie dies SPÖRLI (1966) in der Axen-Decke s.l. vermutet. Weil der Pyrophyllit nur im Autochthon vorkommt, kann angenommen werden, dass der ursprüngliche Kaolinit nur bis hier geschüttet wurde und nicht weiter ins Becken hinaus in den Sedimentationsraum der Axen-Decke s.l., da hier weder Kaolinit noch Pyrophyllit gefunden wurden.
2. Kreide: ISCHI (1978) bestimmte für die «Berrias-Valanginien»-Mergel eine Schüttungsrichtung von Westen nach Osten, mit dem paläogeographischen Schüttungszentrum bei Merligen. Dies stimmt nun mit den gefundenen Kaolinitvorkommen gut überein. Der Kaolinit wurde also trogparallel in etwas landferneren Mergelablagerungen der Drusberg-Decke, der Randkette und des Axen-Nordlappens geschüttet. Der küstennähere Ablagerungsraum (Karbonatplattform) der paläogeographisch nördlicheren Axen-Decke s.l. und der Gitschen-Scholle wurde dabei nicht betroffen, unter der Voraussetzung, dass der Kaolinit nicht in Illit oder in Chlorit umgewandelt wurde. Ähnliche Verhältnisse scheinen während der Sedimentation der Orbitolinaschichten geherrscht zu haben, da hier der Kaolinit ebenfalls nur in der Drusberg-Decke, in der Randkette und im Axen-Nordlappen vorkommt.
3. Tertiär: In allen untersuchten Tertiärproben (etwa 50 Stück) erscheint nirgends Kaolinit. Einzig die Mergel bei Furggelen, nördlich von Isenthal, zwischen Axen-Nordlappen und der Drusberg-Decke führen Kaolinit. In den Bohrkisten aus dem nahen Seelisbergtunnel wurden keine mergeligen Gesteine aus diesem Bereich entdeckt. Dies lässt die Vermutung zu, dass es sich bei Furggelen um ein Relikt aus eingepresstem Ultrahelvetischem Flysch handelt, wie dies auch zwischen Urmiberg und Rigi-Hochfluh sowie zwischen der Randkette und der Drusberg-Decke der Fall ist. In der tektonischen Kartenskizze und in den Profilen wurde diese Vermutung berücksichtigt.

Entgegen der Meinung von KUBLER (1970), Flysche seien kaolinitfrei, konnte in fast allen Proben des Ultrahelvetischen Flysches etwas Kaolinit nachgewiesen werden, wie übrigens auch von STUIJVENBERG (1979) im Gurnigel-Flysch und WINKLER (1981) im Schlieren-Flysch. Der Kaolinit kann also selbst eine Resedimentation innerhalb eines Turbidites und eine gewisse tektonische Beanspruchung gut überstehen.

Da im Reussquerschnitt im gesamten Deckenraum während des Tertiärs kein Kaolinit vorkommt, müsste für den Ultrahelvetischen Flysch eine Schüttung aus südlichen Richtungen angenommen werden, wie dies HOMEWOOD (1977) beschreibt. Das Material für den Südhelvetischen Flysch dagegen, das keinen Kaolinit enthält, könnte aus diesem Grunde gut von Norden stammen.

2.4.6 Chlorit

Der Chlorit wurde überall mehr oder weniger angetroffen, ohne dass er in einer speziellen stratigraphischen Schicht durchwegs fehlen würde. Durch das Verhältnis mit anderen Tonmineralen lassen sich einige Aussagen machen:

1. Verhältnis Chlorit/Kaolinit: Eine lithostratigraphische Trennung zweier kaolinitführender Schichten durch das Verhältnis Chlorit/Kaolinit gelang ISCHI (1973) und BIERI (1974) im Raume Entlebuch. ISCHI (1973) konnte so den Subalpinen Flysch mit dem Verhältnis > 1 und die darübergeschobenen «Berrias-Valanginien»-Mergel < 1 unterscheiden. Ebenso können die Schimbrig-Schiefer mit dem Verhältnis < 1 von den hangenden Globigerinenschiefern > 1 getrennt werden (BIERI 1974). In einem stratigraphischen Profil innerhalb eines regional beschränkten Gebietes mag diese Methode gelingen. Sie wird aber bei grossräumigen Betrachtungen versagen, da in den einzelnen Schüttungen die Verhältnisse wechseln können, je nachdem wie weit das Schüttungszentrum entfernt ist.
2. Verhältnis Illit/Chlorit: Die gleichen Argumente gelten auch hier. Zusätzliche Unsicherheiten entstehen, wenn berücksichtigt wird, dass der Illit während der schwachen Metamorphose teilweise in Chlorit umgewandelt werden kann. Dennoch sollen hier einige Besonderheiten der Verhältnisbildung Illit/Chlorit hervorgehoben werden. Relativ hohe Verhältniszahlen (wenig Chlorit) ergeben die Schilt-Schichten (etwa 20), der Kieselkalk (etwa 10) und die Choltal-Schichten (etwa 10). Relativ hohe Verhältniszahlen (viel Chlorit) errechnen sich in den Amdener Mergeln (etwa 2) und in den Mergeln des Tertiärs (etwa 2). Der Versuch misslang, mit dem Verhältnis Illit/Chlorit den Nordhelvetischen Flysch (etwa 3) einwandfrei vom Südhelvetischen Flysch (etwa 2) zu trennen, da die Werte zu ähnlich sind.

3. Diagenese und schwache Metamorphose

3.1 Allgemeines

Als zentrale Aufgabe der vorliegenden Arbeit sollen die metamorphen Verhältnisse der Sedimente im Untersuchungsgebiet aufgeklärt und interpretiert werden. Als Hauptstütze dient die Bestimmung der Illit-Kristallinität (IK) von tonigmergeligen bis kalkigen Gesteinen. Um diese Resultate zu untermauern, wurden mehrere Messungen des Inkohlungsgrades an denselben Handstücken und Einschliessmessungen in Kluftquarzen durchgeführt. Zusätzliche Informationen geben Mineralneubildungen, die mit dem Röntgendiffraktometer oder unter dem Mikroskop an Dünnschliffen festgestellt wurden. Damit wird hier zusätzlich die Möglichkeit geboten, an einem Querprofil durch den Alpennordrand diese verschiedenen Untersuchungsmethoden untereinander zu vergleichen, wie dies zum Teil in der gemeinsamen Arbeit von FREY et al. (1980a) vorpubliziert wurde.

Aufgrund der Ergebnisse von SASSI (1972) wurde vermutet, dass in unserem Querschnitt die $d(006)$ -Werte von Illit als Anzeiger der schwachen Metamorphose eingesetzt werden könnten. Die 68 Messungen mit der Guinier-Kamera an ausgewählten Proben ergaben jedoch keine eindeutigen Resultate.

3.2 Illit-Kristallinität

In allen Proben, in denen das Tonmineralspektrum bestimmt wurde, ist durch spezielle Messungen auch die Illit-Kristallinität (IK) bekannt. Leider zieht aus

paläogeographischen Gründen kein stratigraphischer Horizont quer durch alle tektonischen Einheiten von Norden nach Süden. Eine grössere Verbreitung haben lediglich die «Berrias-Valanginien»-Mergel und die tertiären Sedimente. Vor allem im Tertiär sind jedoch häufige lithologische Wechsel zu beobachten. Wir verzichten hier darauf, die verschiedenen Schichten einzeln darzustellen, wie dies in der Originalfassung der Dissertation zu sehen ist. Generell lassen sich mit den Resultaten die folgenden Aussagen machen:

Verschiedene stratigraphische Horizonte in derselben tektonischen Position zeigen, wahrscheinlich aus lithologischen Gründen, zum Teil unterschiedliche IK-Werte. Selbst benachbarte Proben aus denselben Gesteinen ergeben nicht einheitliche Resultate im Diagenesebereich. Bei zunehmender Metamorphose jedoch können die Werte, sogar bei verschiedenen Flyschen, besser verglichen werden. Eine zusammenfassende Betrachtung der IK-Werte ist somit sinnvoll und gestattet im Bereich der Anchizone und der Epizone regionale Aussagen, wie dies zum Beispiel BARLIER (1974) in den französischen Westalpen gelang.

In Figur 13 wurden die verschiedenen IK-Werte in fünf Gruppen eingeteilt und mit Kreissymbolen dargestellt. Die Grenzziehung innerhalb der Diagenese bei 10,0 erwies sich nicht als aussagekräftig, da die einzelnen Werte zu stark schwanken. Die gebräuchliche Definition der Anchizone mit den Werten 7,5 bis 4,0 und die in dieser Arbeit verwendete Unterteilung in eine schwache und starke Anchizone beim Grenzwert 5,5 führen zu folgenden Ergebnissen im Querprofil (Fig. 13):

Die beiden unteren Kreisreihen zeigen, von Norden her betrachtet, vom Subalpinen Flysch über die Randkette bis in die Axen-Decke s.l. den Diagenesebereich an. Dann erfolgt auf eine relativ kurze Distanz innerhalb des Nordhelvetischen Flysches und des Autochthons der Übergang von der schwachen zur starken Anchizone bis in die Epizone. Dies ergibt den Eindruck, dass die Metamorphose generell von Norden nach Süden zunimmt, wie dies in FREY et al. (1976) noch vermutet wird. Die beiden oberen Kreisreihen decken nun aber eindeutige Abweichungen auf:

1. Ein Kreis in der Klippen-Decke zeigt bereits schwache Anchizone an, während der darunter liegende Flysch noch in der Diagenese bleibt.
2. Die Gitschen-Scholle weist anchizonale Bedingungen auf, während die seitlich und darüber liegende Axen-Decke s.l. nicht über den Diagenesebereich hinausreicht.
3. Die südlichste Axen-Decke s.l. liegt im Bereich der starken Anchizone und sogar am Beginn der Epizone, während der darunter liegende Flysch immer noch schwache Anchizone anzeigt.

Diese inversen Verhältnisse der IK-Werte sollen nun durch weitere Untersuchungsmethoden bestätigt werden.

3.3 Inkohlung

In Figur 14 sind die Messergebnisse der Inkohlung mit der mittleren Reflexion (R_m) graphisch dargestellt, wobei sich der Kreisdurchmesser proportional zum Metamorphosegrad verhält.

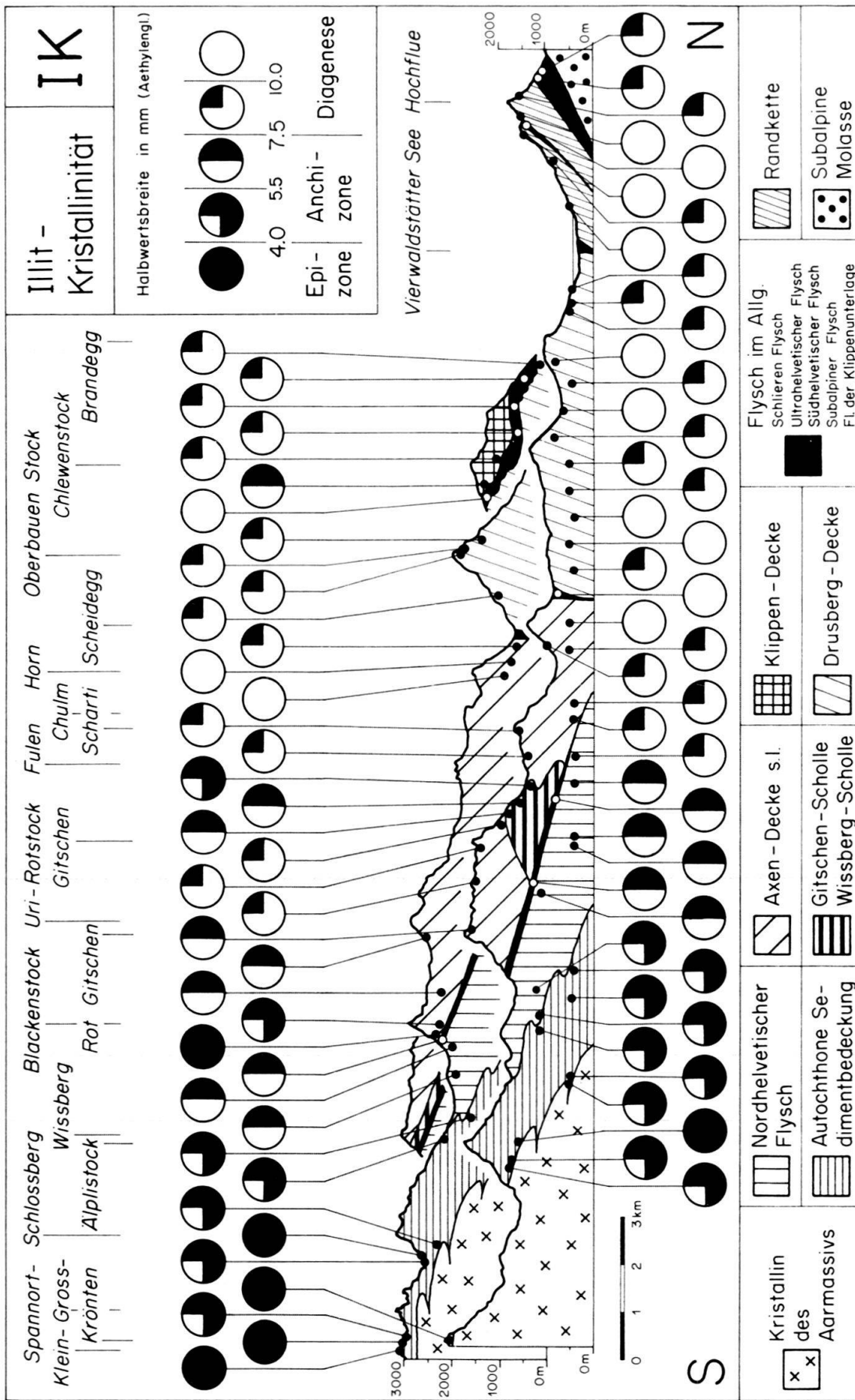


Fig. 13. Zusammenstellung der Illit-Kristallinität im Querprofil.

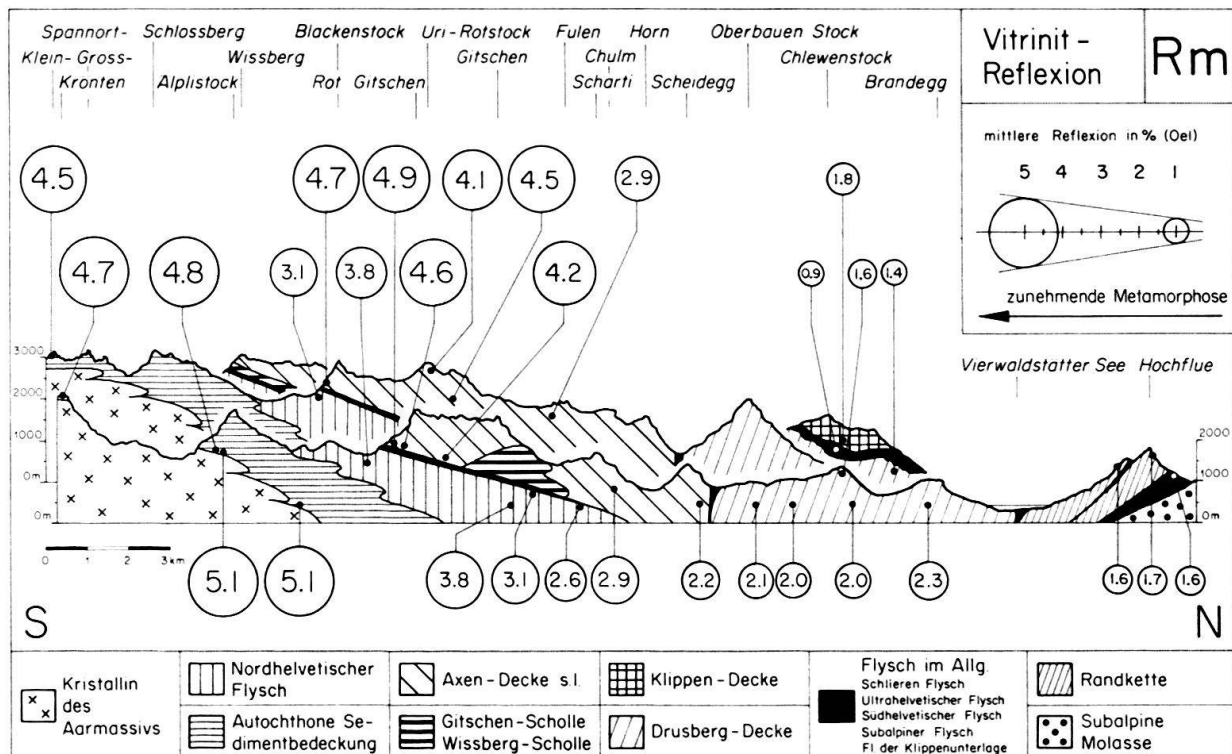


Fig. 14. Zusammenstellung der Vitrinit-Reflexion im Querprofil.

Die untere Kreisreihe zeigt eine kontinuierliche Zunahme der Diagenese und schwachen Metamorphose von 1,6 bis 5,1, wobei die Rm-Werte im Diagenesebereich viel weniger schwanken, als dies bei den IK-Werten der Fall war. In den beiden oberen Kreisreihen sind wieder zwei Anomalien zu erkennen, wie sie auch durch die IK-Werte belegt wurden:

1. Während die Rm-Werte in der Axen-Decke s.l. von Norden nach Süden von 2,9 auf 4,9 zunehmen, erreicht der darunter liegende Nordhelvetische Flysch nur höchstens 3,8.
2. Die Klippen-Decke scheint ebenfalls einen etwas stärkeren Diageneseegrad erreicht zu haben (1,8) als der darunter liegende Flysch (0,9) und die Drusberg-Decke (1,4 und 1,6). Diese Vermutung wird durch zusätzliche Fluoreszenzmessungen bestätigt, indem die Proben der Klippen-Decke keine Liptinit-Fluoreszenz mehr zeigen. Dagegen ist eine solche in einer Probe der Drusberg-Decke noch vorhanden, und im Flysch ist Bituminat mit rotbrauner Fluoreszenz zu beobachten (FREY et al. 1980a).

Die Rm-Werte des Autochthons variieren zwischen 4,5 und 5,1, während hier die IK-Werte einheitlich den Übergang von der Anchizone in die Epizone anzeigen.

3.4 Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse

Eine weitere Methode, um die schwache Metamorphose zu beschreiben, ist die Messung von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen (Fluids) in Kluftquarzen. Dabei können drei Fluidfelder (nach MULLIS in FREY et al. 1980b) ausgeschieden werden:

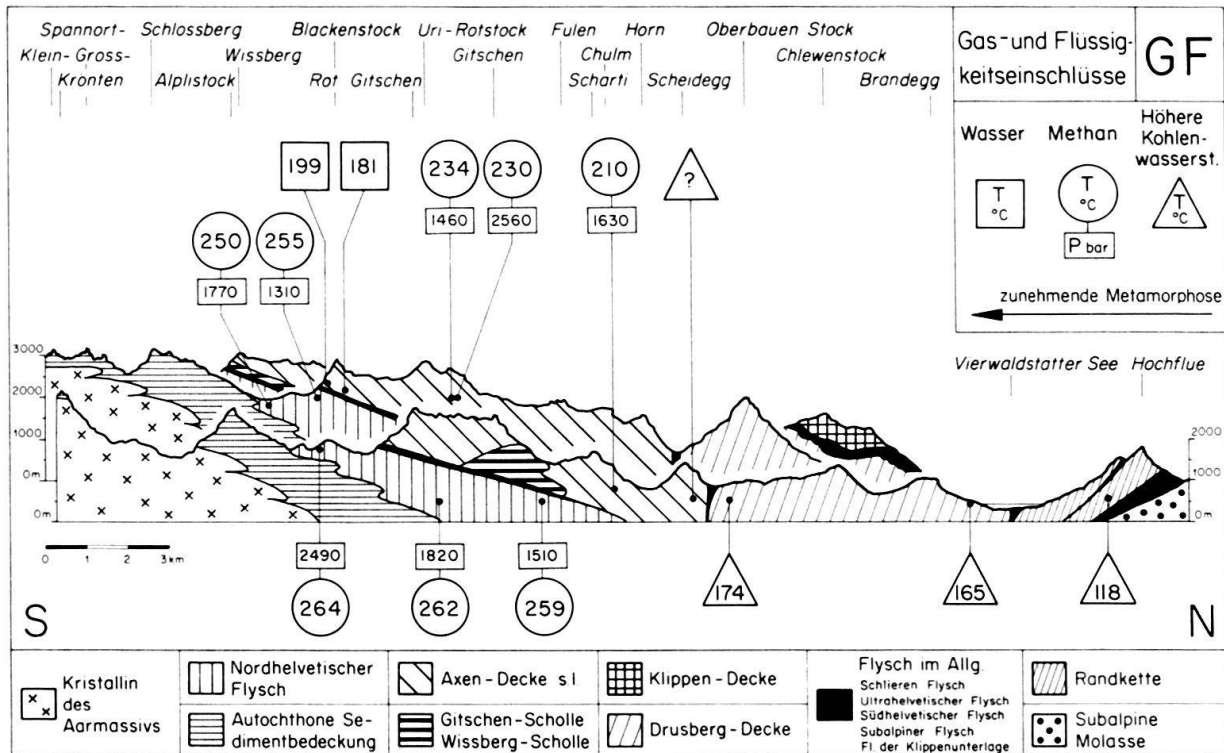


Fig. 15. Zusammenstellung der Messungen von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen im Querprofil.

1. Höhere Kohlenwasserstoffe (HKW) in der Diagenese.
2. Methan (CH_4) in der niedrig- und mittelgradigen Anchizone.
3. Wasser (H_2O) in der höhergradigen Anchizone und zu Beginn der Epizone.

In Figur 15 sind die Ergebnisse im Querprofil graphisch dargestellt. Die untere Symbolreihe zeigt, dass die Randkette und die Drusberg-Decke dem HKW-Fluidfeld angehören, während der Nordhelvetische Flysch bereits im CH_4 -Fluidfeld liegt. Der oberen Symbolreihe kann entnommen werden, dass innerhalb der Axen-Decke s.l., wiederum auf relativ kurze Distanz (etwa 10 km), der Übergang vom HKW- über das CH_4 - zum H_2O -Fluidfeld stattfindet.

Auch mit dieser Methode wird also bestätigt, dass im Profil inverse metamorphe Verhältnisse vorliegen, indem das H_2O -Fluidfeld der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke) über dem CH_4 -Fluidfeld des Nordhelvetischen Flysches liegt.

Dieselbe Methode ermöglicht ebenfalls Temperatur- und Druckangaben, die in Figur 15 in den entsprechenden Symbolen eingetragen sind. Sie dürfen als minimale Bildungsbedingungen aufgefasst werden. Die niedrigen Homogenisations-Temperaturen von wasserreichen Einschlüssen und die stark variierenden Drücke der methanreichen Proben sind bedeutungslos und dürfen nicht als reelle interpretierbare Daten verwendet werden (MULLIS 1979, FREY et al. 1980a).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Temperaturen von 118 °C in der Randkette bis auf 264 °C im Nordhelvetischen Flysch ansteigen und dass in der südlichen Axen-Decke s.l. die Temperatur von 270 °C überschritten wird, was dem Übergang vom CH_4 -Fluidfeld zum H_2O -Fluidfeld entspricht (MULLIS 1979).

Eine interessante Temperaturangabe gibt SCHENKER (1980) für das Autochthon der Windgälle (Uri). An einer Vererzung kann mit Hilfe des Zinkblende-Barometers und Einschlussmessungen in Kluftquarzen eine Bildungstemperatur von 305 °C bis 430 °C und ein Druck von $2,1 \pm 0,7$ kbar bestimmt werden. Der angegebene Bereich ist zwar etwas gross, aber dennoch ist gesichert, dass bereits in der Epizone des Autochthons die Temperaturgrenze von 300 °C überschritten worden ist.

3.5 Mineralneubildungen und Mineralreaktionen

3.5.1 Allgemeines

Während der schwachen Metamorphose finden typische Mineralneubildungen statt, welche besonders gut in Vulkaniten oder Gesteinen mit vulkanischen Komponenten studiert werden können und eine zweckmässige Einteilung der schwachen Metamorphose erlauben. Am Alpennordrand eignet sich dafür der Taveyannaz-Sandstein (siehe Kap. 1.2), der aber im Untersuchungsgebiet nur an einer Stelle in der Firrenband-Linse (SPÖRLI 1966) aufgeschlossen ist.

In tonig-mergeligen und zum Teil auch kalkigen Gesteinen von der Trias bis ins Eozän konnten folgende Index-Mineralien und Umwandlungen nachgewiesen werden:

1. Verschwinden der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit.
2. Neubildung der Wechsellagerung Paragonit/Muskowit.
3. Auftreten von Kaolinit.
4. Neubildung von Pyrophyllit.
5. Auftreten von Glaukonit.
6. Neubildung von Stilpnomelan.
7. Auftreten von Alkali amphibol (Riebeckit).

3.5.2 Wechsellagerungsminerale

In Kapitel 2.3 wurde gezeigt, dass die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit und die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit in fast allen Schichtgliedern vorkommen können, aber nicht über das ganze Untersuchungsgebiet gleichmässig verteilt sind. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit verschwindet von Norden herkommend innerhalb der Axen-Decke s.l. und des Nordhelvetischen Flysches, während die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit im Autochthon vorkommt und gegen Norden in der Axen-Decke s.l. verschwindet. Hier und in der Gitschen-Scholle gibt es Proben, die beide Wechsellagerungen enthalten. An den Grenzen der tektonischen Einheiten sind jedoch keine markanten Änderungen festzustellen.

Die beobachtete Verbreitung der Wechsellagerungsminerale kann durch folgende Mineralumwandlungen beschrieben werden:

1. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit wandelt sich mit zunehmendem Diagenese- und Metamorphosegrad in Illit oder Chlorit um, wenn ein kaliumreiches Milieu vorherrscht.

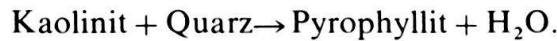
2. Für ein natriumreiches Milieu beschreibt FREY (1969b, 1970) folgende mögliche Reaktionsreihe:

Unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit → regelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit → Wechsellagerung Paragonit/Muskowit → Paragonit + Muskowit.

Eine regelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit und Paragonit konnten im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen werden.

3.5.3 Kaolinit und Pyrophyllit

In Figur 16 sind die Vorkommen von Kaolinit und Pyrophyllit im Querprofil eingezeichnet. Der Kaolinit kommt nur in den nördlichen tektonischen Einheiten vor, und zwar schichtspezifisch in den «Berrias-Valanginien»-Mergeln, in den Orbitolinaschichten und im Ultrahelvetischen Flysch. Der Pyrophyllit hingegen lässt sich nur in den «Aalénien-Schiefern» des Autochthons nachweisen. Von anderen Feldbeispielen (FREY 1978, SCHRAMM 1978, WIELAND 1979) ist bekannt, dass folgende Reaktion möglich ist:



Es gibt zwei mögliche Gründe, weshalb in unserem Querprofil keine Reaktionsgrenze auskartiert werden konnte. Erstens ist es möglich, dass ehemals vorhandener Kaolinit in der Axen-Decke s.l. schon während der Diagenese in Illit oder Chlorit umgewandelt worden ist. Zweitens muss damit gerechnet werden, dass der Kaolinit

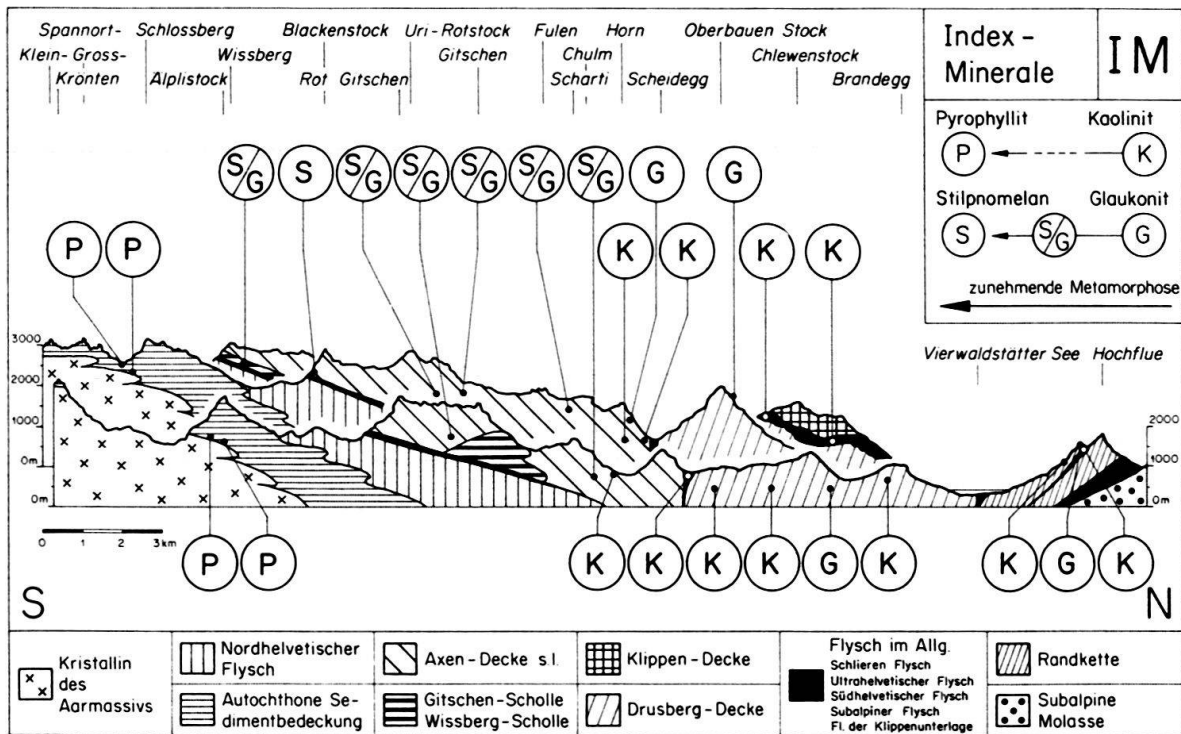


Fig. 16. Zusammenstellung der Vorkommen von Kaolinit, Pyrophyllit, Glaukonit und Stilpnomelan im Querprofil.

aus paläogeographischen Gründen schon primär fehlte, was im Kapitel 2.4 beschrieben wurde.

In den pyrophyllitführenden Gesteinen ist immer reichlich Chlorit vorhanden, so dass die folgende Reaktion möglich wäre:



Chloritoid konnte aber nirgends nachgewiesen werden, was bedeutet, dass diese Reaktion erst bei stärkerer Metamorphose innerhalb der Epizone stattfindet (FREY 1978). Allerdings sind auch Chloritoide in schwächer metamorphen Gesteinen bekannt (FREY & WIELAND 1975, BOUBIER & NICOLAS 1968). Das letztgenannte Vorkommen stellt KUBLER (1967) sogar in die höhergradige Anchizone.

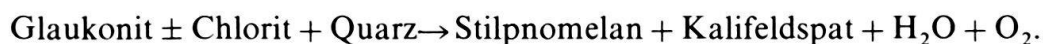
3.5.4 *Glaukonit und Stilpnomelan*

Die metamorphe Veränderung glaukonitführender Gesteine wurde erstmals von FREY et al. (1973) im Helvetikum der Ostschweiz beschrieben. In unserem Untersuchungsgebiet stehen folgende Glaukonithorizonte zur Verfügung, alle innerhalb der Kreide:

1. Gemsmättli-Schichten,
2. Lidernen-Schichten,
3. Altmann-Schichten,
4. «Gault».

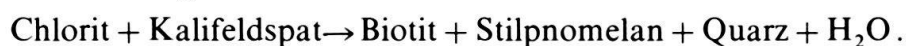
In den meist sehr kalkhaltigen Gesteinen wurden Glaukonit und Stilpnomelan im Dünnschliff bestimmt. In Zweifelsfällen konnte der Stilpnomelan in der Tonfraktion mit dem Röntgendiffraktometer erkannt werden. Die Resultate sind in Figur 16 im Querprofil eingezeichnet. In der Randkette, in der Drusberg-Decke und im Axen-Nordlappen tritt nur Glaukonit auf. Vom Axen-Südlappen an bis zu den südlichen Anteilen der Axen-Decke s.l. erscheint jedoch in allen Proben neugebildeter Stilpnomelan, der in einer Probe den Glaukonit ganz ersetzt (Dünnschliff aus der Sammlung SCHUHMACHER 1949). In den Lidernen-Schichten der Firrenband-Linse unter der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke) hingegen ist der Glaukonit noch schön erhalten und wird nur ganz schwach von Stilpnomelan verdrängt (Dünnschliff aus der Sammlung SPÖRLI 1966).

Offensichtlich findet eine Mineralreaktion statt, die FREY et al. (1973) wie folgt beschreiben:



Obwohl alle vorhandenen Dünnschliffe auf Kalifeldspat gefärbt wurden, konnte dieses Mineral nicht beobachtet werden. Dass der Stilpnomelan gerne entlang von Korngrenzen zwischen Quarz und Chlorit entsteht, deutet auf die Anwesenheit einer fluiden Phase hin, mit welcher das Kalium abgewandert ist. FREY et al. (1973) konnten Kalifeldspat mit der Guinier-Kamera nachweisen, obschon einzelne Dünnschliffe keinen Kalifeldspat entdecken liessen.

Eine weitere Bildung von Stilpnomelan wäre nach FREY et al. (1973) durch folgende Reaktion möglich:



BROWN (1975) ist allerdings der Meinung, dass Stilpnomelan in obiger Reaktion als Edukt und nicht als Produkt auftreten sollte. In unseren untersuchten Dünnschliffen konnte aber kein neugebildeter Biotit beobachtet werden.

3.5.5 *Alkali amphibol*

In Dünnschliffen von glaukonitführenden Gesteinen konnte mehrmals Alkali amphibol (Riebeckit) bestimmt werden, der als Neubildung Glaukonit, Karbonat und Quarz in strahligen Büscheln durchspießt. Es stellte sich heraus, dass es sich immer um Proben aus den Lidernen-Schichten handelt, was auch schon SCHINDLER (1959, 1969) und FREY et al. (1973) festhielten.

Das Vorkommen am Urner See scheint an persistente Brüche gebunden zu sein (SPÖRLI 1966) und befindet sich im Diagenesebereich, während die gesteinsbildenden Alkali amphibole in der Axen-Decke s.l. des Kleintals in der schwachen Anchizone anzutreffen sind. Der Alkali amphibol (Riebeckit) scheint also nicht an einen gewissen Metamorphosegrad gebunden zu sein, was auch durch das Auftreten im Autochthon des Kistenpassgebietes bestätigt wird (NIGGLI et al. 1956), wo zusätzlich noch Stilpnomelan, Biotit und Kalifeldspat beobachtet werden. Das zur Bildung notwendige Natrium kann nach FREY et al. (1973) eventuell aus der Porenlösung stammen. Diese speziellen Verhältnisse waren aber nur lokal verwirklicht. In den Lidernen-Schichten aus der nördlichen Blüemlisalpgruppe (Berner Oberland) ist in der Doldenhorn-Decke wohl Stilpnomelan und in der Wildhorn-Decke Glaukonit zu beobachten, vom Alkali amphibol fehlt jedoch jede Spur (SUSEDKA 1979).

3.6 *Vergleich der verschiedenen Methoden*

Die vier besprochenen Hauptmethoden sollen nicht nur die regionalen metamorphen Verhältnisse aufzeigen, sondern ihre Resultate erlauben, Vergleiche untereinander anzustellen, wie dies zum Teil in der gemeinsamen Arbeit FREY et al. (1980a) vorpubliziert worden ist. In Figur 17 sind alle Methoden einander graphisch gegenübergestellt. Mit dem Schwerpunkt der Illit-Kristallinität wurde die Unterteilung in Diagenese, Anchizone und Epizone vorgenommen, die nun einzeln besprochen werden.

3.6.1 *Diagenese*

In der Diagenese schwanken die IK-Werte derart, dass eine Unterteilung in schwache und starke Diagenese mit Hilfe der Grenze bei 10,0 nicht brauchbar ist. Der Einfluss der detritisch zugeführten Illite ist offensichtlich gross und verfälscht den tatsächlichen Diageneseegrad. Hier würde die Methode von JOHNS & KURZWEIL (1979) mehr Klarheit bringen, da die Erfassung der Wechsellagerungen Illit/Montmorillonit in der Fraktion $< 0,2 \mu\text{m}$ herangezogen wird, was den detritischen Einfluss wesentlich verringert.

Die Rm-Werte der Inkohlung zeigen eine Zunahme von 1,6 bis 1,7 am Alpen nordrand bis 3,1 auf der Höhe von Altdorf, wobei die Schwankungen wesentlich geringer sind als bei den IK-Werten. In FREY et al. (1980a) wird aus der Gegenüberstellung der IK-Werte mit den Rm-Werten eine Grenze von der Diagenese zur Anchizone bei 3,4 bestimmt.

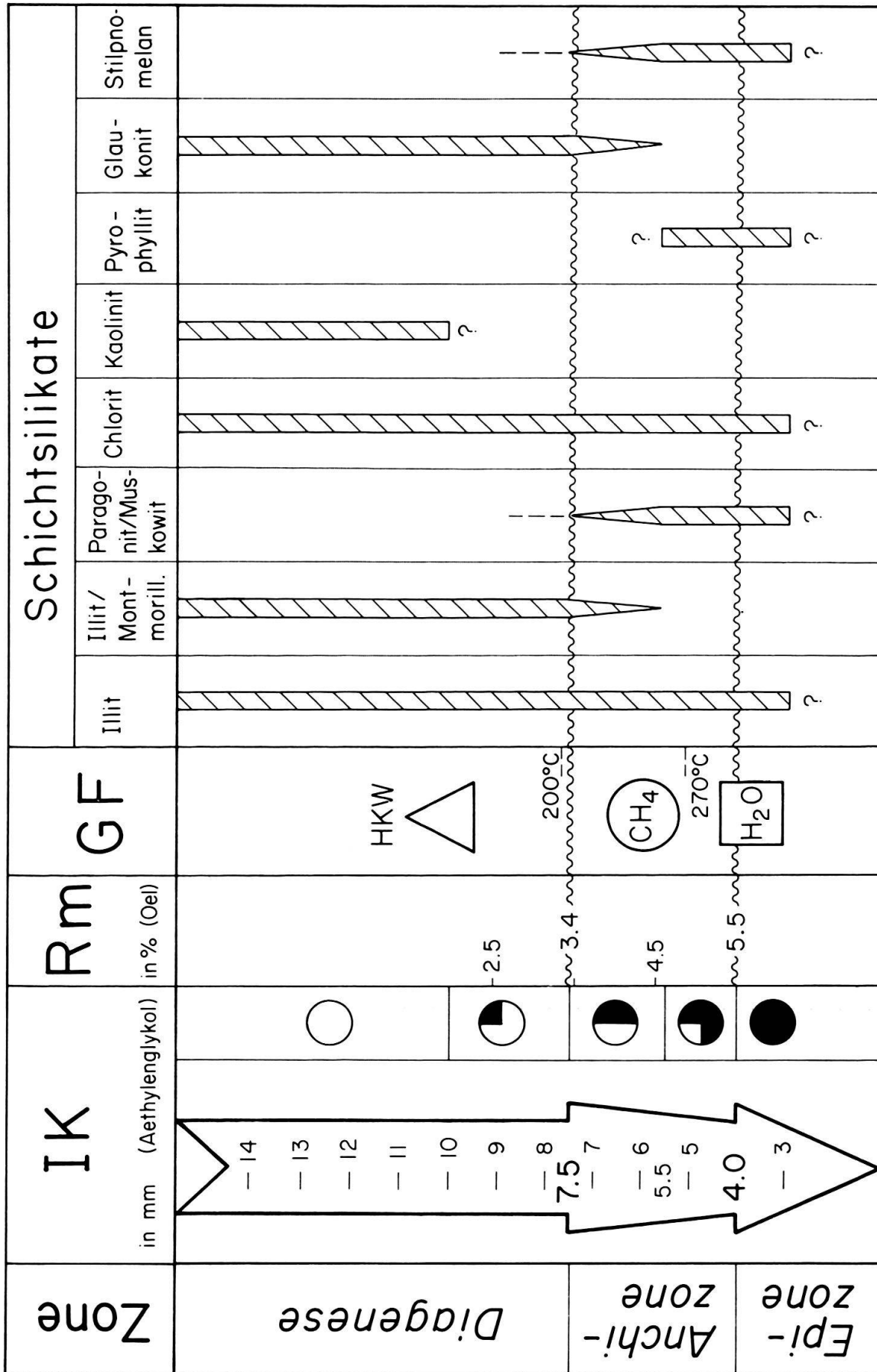


Fig. 17. Vergleich zwischen Illit-Kristallinität (IK), mittlerer Vitrinit-Reflexion (Rm), Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen (GF) und dem Auftreten der Schichtsilikate.

Mit der Methode der Einschlussmessungen kann der Übergang vom HKW-Fluidfeld zum CH₄-Fluidfeld knapp an der Grenze Diagenese-Anchizone bei einer Temperatur von 200 °C festgelegt werden.

3.6.2 *Anchizone*

Innerhalb der schwachen Metamorphose ist die Abgrenzung der Anchizone ein zentrales Problem. Die Grenze zur Diagenese mit einem IK-Wert von 7,5 scheint nicht eindeutig zu sein, da die Werte in diesem Bereich in Abhängigkeit von der Lithologie schwanken können. Der Rm-Wert von 3,4 würde also eine sichere Grenzziehung erlauben. Bei der Abgrenzung zur Epizone drängt sich der IK-Wert von 4,0 auf, welcher in unserem Querschnitt einem Rm-Wert von 5,5 entspricht (FREY et al. 1980a).

Eine weitere Aufteilung in eine schwache und starke Anchizone hat sich in unserem Untersuchungsgebiet mit dem IK-Wert 5,5 als sinnvoll erwiesen, was ungefähr einem Rm-Wert von 4,6 entspricht. In diesem Bereich liegt bei den Messungen an Einschlüssen in Kluftquarzen der Übergang vom CH₄-Fluidfeld mit etwa 270 °C in das H₂O-Fluidfeld. Als Vertreter der wichtigen Schichtsilikate verschwinden bei diesen Werten am Übergang von der schwachen zur starken Anchizone die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit und der Glaukonit. Der Stilpnomelan erscheint schon zu Beginn der Anchizone und vereinzelt bereits am Ende der Diagenese. Das Fehlen von Kaolinit und das Auftauchen von Pyrophyllit darf in unserem Untersuchungsgebiet nicht als typische Erscheinung für einen bestimmten Metamorphosegrad betrachtet werden, da die beiden Verbreitungsgebiete etwa 10 km auseinander liegen.

2.6.3 *Epizone*

Die Grenze Anchizone-Epizone kann mit dem IK-Wert von 4,0 gut beschrieben werden. Mehrere Werte < 4,0 gestatten die Aussage, dass die Epizone in den Sedimenten des Autochthons sicher erreicht wird.

Das Spektrum der Schichtsilikate zeigt aber diesen Übergang nicht an. Der Illit und der Chlorit sind Durchläufer, und ein Verschwinden der Wechsellagerung Paragonit/Muskowit, von Pyrophyllit oder von Stilpnomelan konnte nicht festgestellt werden. In allen Proben mit Pyrophyllit ist auch Chlorit vorhanden, ohne dass sich aber die mögliche Reaktion in Chloritoid einstellen würde:



Daraus kann geschlossen werden, dass der Chloritoid in unserem Untersuchungsgebiet wahrscheinlich erst bei stärkerer Metamorphose gebildet würde. Dadurch liesse sich eventuell die Epizone weiter unterteilen. Allerdings sind in anderen Regionen auch Chloritoide in schwächer metamorphen Gesteinen bekannt (FREY & WIELAND 1975, BOUBIER & NICOLAS 1968, KUBLER 1967).

3.6.4 *Vergleich der Resultate mit anderen Untersuchungsgebieten*

In den letzten zwölf Jahren wurden wesentliche Fortschritte in der Untersuchung der schwachen Metamorphose erzielt. Dabei drängte sich die Frage auf, ob

A U T O R E N	A N C H I Z O N E			
	Beginn IK = 7.5		Ende IK = 4.0	
	Rm	Rmax	Rm	Rmax
BREITSCHMID in FREY et al. (1980)	3.4	4.0	5.5	6.5
TEICHMÜLLER & WEBER (1979)	3.5	4.0	-	5-10
KÜNZI in FREY et al. (1980)	2.65	3.0	5.0	5.7
KUBLER et al. (1979)	2.6-2.8	-	4.0	-
KISCH (1974)	~2.25	-	~4.0	-
KISCH (1980)	-	2.3-3.3	-	-

Tabelle 1: Die Anchizone im Vergleich der Illit-Kristallinität mit Reflexionsmessungen.

die Resultate der verschiedenen Methoden auf andere Gebiete übertragen werden dürfen.

Im Vordergrund steht die Gegenüberstellung der Illit-Kristallinität mit der Inkohlung. KISCH (1974) und FREY & NIGGLI (1971) korrelieren mit den konventionellen Inkohlungsstadien, während die folgenden Arbeiten einen Vergleich der IK-Werte mit Reflexionsmessungen zulassen. Vergleichslinien sind der Beginn der Anchizone mit dem IK-Wert von 7,5 und das Ende der Anchizone mit 4,0.

Die Resultate von TEICHMÜLLER et al. (1979) in Westfalen stimmen gut mit denjenigen aus unserem Untersuchungsgebiet überein, jedoch weichen die anderen zum Teil beträchtlich davon ab. Schwierigkeiten der Gegenüberstellung zeigen ebenfalls die Ergebnisse in der Falknis-Decke (GRUNER in FREY et al. 1980a). Widersprüchliche Daten führten schon WOLF (1975) zur Äusserung, dass jede Region ihre eigene Korrelation besitze. Obschon die Illit-Kristallinität und die Inkohlung im wesentlichen von der Temperatur abhängig sind, verhindern offensichtlich andere Parameter wie die Zeit, die Lithologie, die tektonische Beanspruchung und die Verwitterung eine eindeutige Beziehung.

Die Neubildung oder Umwandlung von Schichtsilikaten kann ebenfalls nicht eindeutig mit anderen Untersuchungsgebieten parallelisiert werden. Hier spielt im Gegensatz zur Inkohlung zusätzlich noch das chemische Milieu eine Rolle. Bei FREY (1978) kommt die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit in der Anchizone nicht mehr vor, während sie KUBLER et al. (1979) noch finden, was auch in unserem Gebiet der Fall ist. Auch das erste Auftreten der Wechsellagerung Paragonit/Muskowit am Ende der Diagenese stimmt eher mit KUBLER et al. (1979) überein, wogegen FREY (1978) dieses Mineral erst zu Beginn der Anchizone erwähnt. Die Umwandlung von Kaolinit passt in die Zone der schwachen Diagenese, wie es auch FREY (1978) und KUBLER et al. (1979) darstellen. Der Pyrophyllit kann aber im Untersuchungsgebiet bis in die Epizone belegt werden, während ihn die beiden Autoren nur in der Anchizone beobachten. Das erste Auftreten von Stilpnomelan im Glarnerland korrelieren FREY et al. (1973) mit IK-Werten entsprechend

der Mitte der Anchizone. In unserem Querschnitt kann der Stilpnomelan bereits am Ende der Diagenese röntgenographisch nachgewiesen werden. Das Verschwinden von Glaukonit fällt aber in beiden Regionen etwa in die Mitte der Anchizone.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass eventuell einzelne Methoden, aber besser noch eine Kombination verschiedener Methoden, die metamorphen Verhältnisse einer bestimmten Region darstellen können. Die Resultate dürfen aber nicht vorbehaltlos auf andere Gebiete übertragen werden.

3.7 Geologische Interpretation

3.7.1 Metamorphosekarte

Die erhaltenen Untersuchungsergebnisse von der Diagenese und der schwachen Metamorphose sollen nun geologisch interpretiert werden. So können die vielen IK-Werte und die Index-Mineralien in einer Metamorphose-Karte verarbeitet und im Querprofil dargestellt werden. Damit gelingen Aussagen über die Beziehung zwischen alpiner Metamorphose und orogenen Bewegungen.

In Figur 18 sind auf der Grundlage der geologisch-tektonischen Kartenskizze vier Zonen mit verschiedenen Rastertönen ausgeschieden worden. Dazu dienen die IK-Werte mit folgenden drei Isolinien:

1. Grenze Diagenese–Anchizone mit dem IK-Wert 7,5,
2. Grenze schwache–starke Anchizone mit dem IK-Wert 5,5,
3. Grenze Anchizone–Epizone mit dem IK-Wert 4,0.

Da die Bestimmung der Illit-Kristallinität eine statistische Methode ist, wurden die Isolinien nicht beim ersten Auftreten des jeweils entscheidenden IK-Wertes gezogen, sondern erst nach einem allgemeinen Überschreiten mehrerer Messungen. So wurde zum Beispiel die Klippen-Decke in der Diagenese belassen, obwohl ein einzelner Wert bereits 5,9 ergibt. Ebenso wurden die Drusberg-Schichten bei Isleten am Urner See (IK = 7,3) immer noch dem Diagenesebereich zugeteilt, weil andere Proben aus der Umgebung deutlich grössere IK-Werte (schwächere Diagenese) aufweisen. Auch die am Südrand der Axen-Decke (Urirotstock-Decke) vereinzelt gemessenen IK-Werte $< 4,0$ begründen noch kein Feld der Epizone.

Ein grosser Teil des Untersuchungsgebietes (Fig. 18), vom Subalpinen Flysch bis in den nördlichen Teil der Axen-Decke s.l., liegt im Diagenesebereich. Kaolinit und Glaukonit sind häufig anzutreffen, wobei letzterer bereits Umwandlungen in Stilpnomelan zeigt. Proben mit Glaukonit und Stilpnomelan sind typisch für die nördlichen Teile der Axen-Decke s.l.

Ohne sich an tektonische Grenzen zu halten, folgt gegen Süden der Übergang innerhalb der Axen-Decke s.l. in die schwächere Anchizone und nach nur etwa 3 km in die stärkere Anchizone. Hier ist nur noch Stilpnomelan ohne Glaukonit vorhanden. Auffallend ist also die Tatsache, dass auf eine kurze Distanz von rund 5 km die gesamte Anchizone durchschritten wird, da bereits einzelne Werte in die Epizone fallen.

Beim Betrachten der Metamorphosekarte (Fig. 18) fallen drei Situationen auf, aus denen hervorgeht, dass die schwache Metamorphose nicht gleichmässig von Norden nach Süden zunimmt.

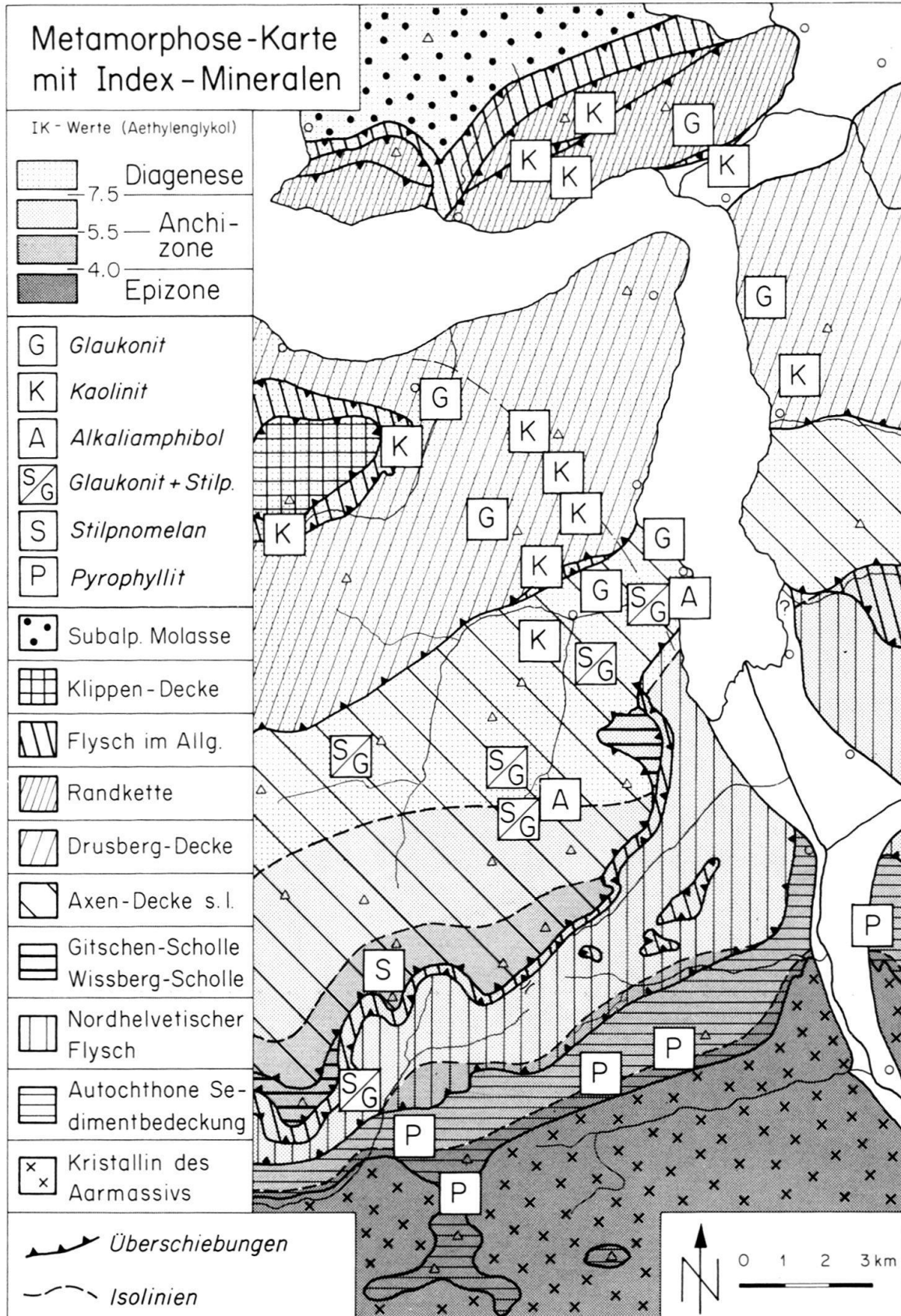


Fig. 18. Metamorphosekarte mit Index-Mineralen.

1. Die südlichste Axen-Decke s.l. fällt bereits in die stärkere Anchizone, während der darunter liegende Nordhelvetische Flysch noch in der schwächeren Anchizone bleibt. Bemerkenswert ist ebenfalls die Tatsache, dass der dazwischen eingeschlossene Südhelvetische Flysch auch in die schwache Anchizone eingestuft werden muss, obschon dieser als Gleithorizont für den Transport der Axen-Decke s.l. diene.
2. Eine weitere Anomalie kann in der Firrenband-Linse zwischen Engelberg und dem Surenenpass festgestellt werden, was auf der Karte durch das Auftreten einer Probe mit Glaukonit und Stilpnomelan zum Ausdruck kommt. Die darüber liegende Wissberg-Scholle und die Axen-Decke s.l. weisen bereits stärkere Anchizone auf, und der Glaukonit ist vollständig in Stilpnomelan umgewandelt worden.
3. Die Gitschen-Scholle am Süden des Urner Sees weist schwächere Anchizone auf, während die seitlich und darüber liegende Axen-Decke s.l. nicht über den Diagenesebereich hinausreicht.

Diese Stellen mit inverser metamorpher Lagerung von Gesteinseinheiten kommen noch besser im Querschnitt in Figur 19 zur Geltung.

Der Metamorphosekarte ist schliesslich noch zu entnehmen, dass im Nordhelvetischen Flysch am Urner See die Isolinie Diagenese-Anchizone liegt und dass die Isolinie zwischen schwacher und starker Anchizone zum Teil noch vor dem Kontakt zum Autochthon gezogen werden muss. Parallel dazu folgt schliesslich der Übergang in die Epizone noch in den autochthonen Sedimenten, wo der Pyrophyllit häufig anzutreffen ist. Der Alkalamphibol kommt in der Diagenese und in der schwächeren Anchizone vor und zeigt keinen bestimmten Metamorphosegrad an.

3.7.2 *Beziehungen zwischen Metamorphose und Kinematik*

In Figur 19 sind die in der Karte ausgeschiedenen Zonen der Diagenese und der schwachen Metamorphose im Profil dargestellt. Unten sind die Bereiche auf der tektonischen und oben auf der geologischen Vorlage eingezeichnet. Diese Situationen führen zu folgenden Erkenntnissen:

1. Die Isolinien der stärkeren Anchizone in der autochthonen Sedimentbedeckung und im parautochthonen Nordhelvetischen Flysch liegen relativ flach und parallel zum Kontakt vom Kristallin zum Sediment.
2. Die Isolinien in der Axen-Decke s.l. verlaufen steiler und durchschneiden die lithologischen Kontakte und Faltenstrukturen. Ähnliche Verhältnisse sind im Glarner Querschnitt (FREY et al. 1973) und im Berner Oberland (MASSON et al. 1980) beschrieben worden.
3. Es sind verschiedene, inverse metamorphe Situationen ersichtlich, die mit Pfeilen speziell bezeichnet sind.

Mit diesen Feststellungen lassen sich folgende Überlegungen in bezug auf die orogenen Bewegungen anstellen. Grundsätzlich kommen für den Zeitpunkt der Metamorphose in den untersuchten Sedimentgesteinen drei Möglichkeiten bezüglich der orogenen Bewegungen in Betracht:

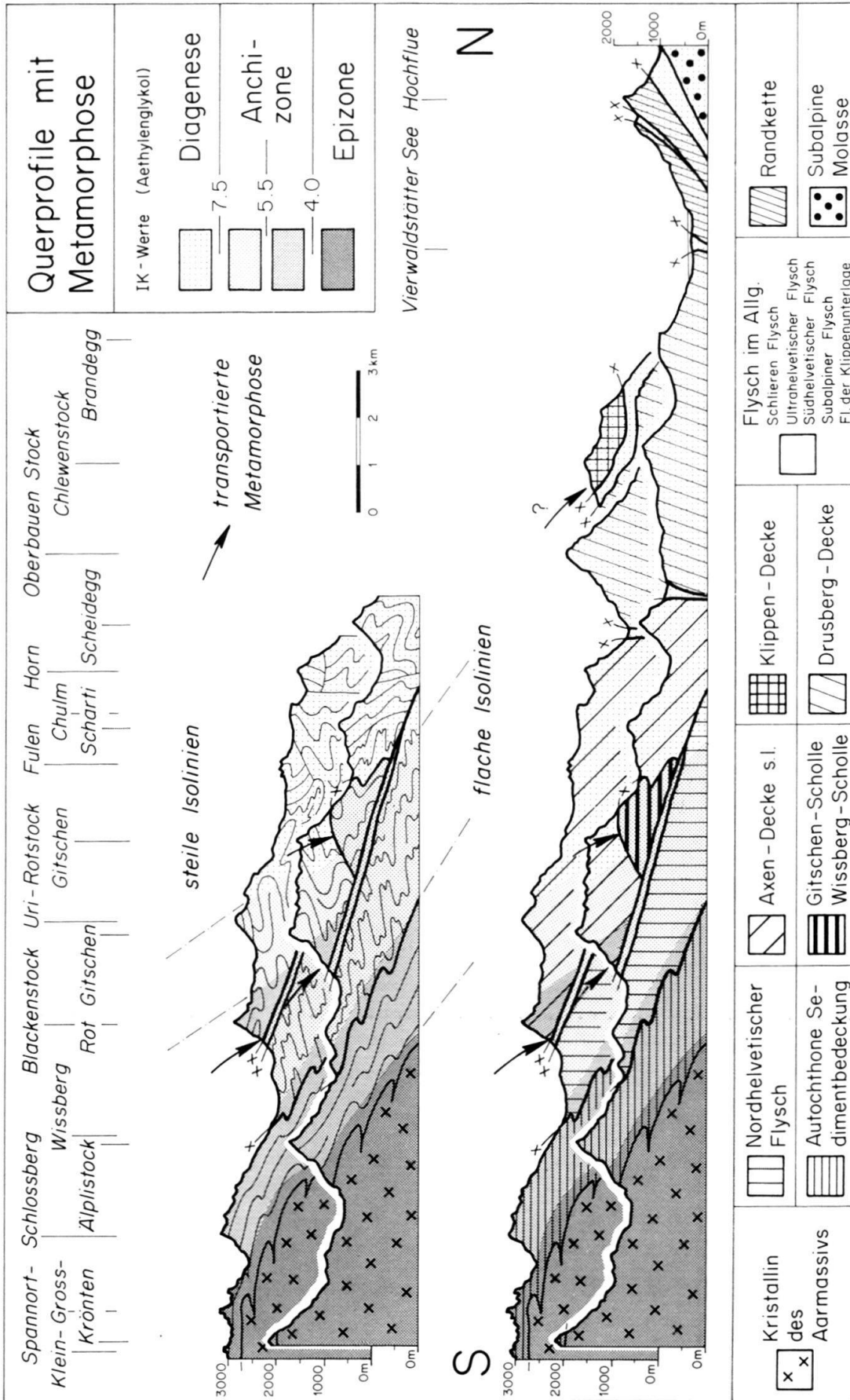


Fig. 19. Geologisch-tektonische Darstellung mit den Zonen der Diagenese und schwachen Metamorphose im Querprofil.

1. präkinematisch, 2. synkinematisch, 3. postkinematisch.

Aus den vorhin ausgeführten Feststellungen kommt nur die synkinematische Metamorphose in Frage. Wäre die Metamorphose präkinematisch erfolgt, so würden die Falten und lithologischen Kontakte nicht durch die Isolinien geschnitten. Durch den Nachweis der transportierten Metamorphose wird die postkinematische Möglichkeit ausgeschlossen.

Die Abläufe der synkinematischen Metamorphose können durch die vorliegenden Verhältnisse noch näher beleuchtet werden:

1. Da die Isolinien im Nordhelvetischen Flysch parallel zum Kontakt Kristallin-Sediment verlaufen, lagen die Flyschmassen während der Metamorphose etwa in der heutigen Lage, jedenfalls wurden sie später nicht wesentlich verschoben.
2. Die Axen-Decke s.l. wurde in einer alpeninternerer Position metamorphisiert und später, also postmetamorph, mindestens 5–10 km nach Norden transportiert. Dabei wurde die Gitschen-Scholle überfahren und noch etwas weiter gegen Norden gestossen.
3. Die Inkohlungsmessungen und ein IK-Wert in der Klippen-Decke deuten an, dass diese ebenfalls etwas alpeninterner die stärkere Diagenese erhielt und später auf den schwächer diagenetischen Flysch aufgeschoben wurde. Ähnliche Verhältnisse sind in der Niesen-Decke im Berner Oberland beschrieben worden (FREY et al. 1980a).

Diese Aussagen bezüglich der Metamorphose und einer bestimmten orogenen Situation müssen nun in einen sinnvollen geologischen Ablauf eingebaut werden. Dabei können mit Sicherheit prämetamorphe, synmetamorphe und postmetamorphe Bewegungen ausgeschieden werden.

3.7.3 Die Metamorphose als Folge der orogenen Ereignisse

Die heutige geologisch-tektonische Situation der nördlichen Alpen wurde durch vier wichtige Ereignisse verursacht und gestaltet:

1. Allmähliche Verlagerung der Flyschtröge von Süden nach Norden, mit Auffüllung der Sedimentationsbecken.
2. Deckenbewegungen und Verfaltungen als Folge der Krustenverkürzungen.
3. Alpine Metamorphose mit einer Temperatur von mindestens 300 °C und einem Druck von 1 bis 2 kbar.
4. Abtrag des alpinen Deckenreliefs und fluvioterrestrischer Transport des Materials in den Molassetrog.

Diese vier verschiedenen Vorgänge fanden nicht einzeln zu einer bestimmten Zeit statt, sondern sie sind voneinander abhängig und greifen ineinander über, was ihr Studium sehr erschwert. In der Folge soll nun versucht werden, diese Ereignisse in einen vernünftigen Zusammenhang zu bringen und die zum Teil hypothetischen Situationen sehr schematisch in verschiedenen Zeitepochen darzustellen (Fig. 20). Im wesentlichen bezieht sich diese Zusammenstellung auf die Entwicklung im Raume Innerschweiz.

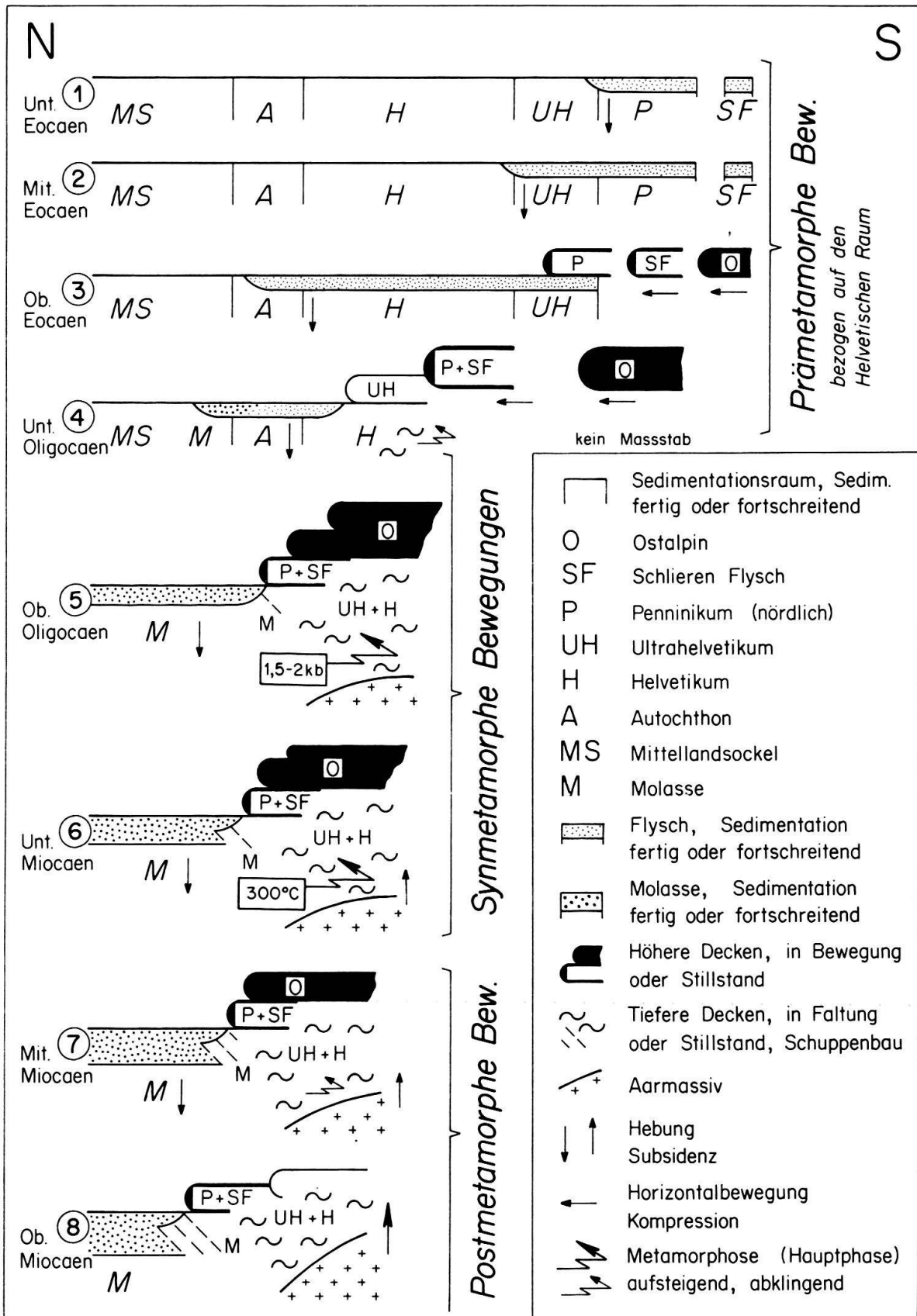


Fig. 20. Schematisches orogenes Entwicklungsmodell mit den Beziehungen zwischen Flyschsedimentation, Deckentransport, Metamorphose und Molassesedimentation.

Pos. 1: Unteres Eozän. – Im nördlichen penninischen Raum ist die Flyschsedimentation im Gang oder zum Teil schon abgeschlossen (TRÜMPY 1960, 1980). Die Tertiär-Transgression greift von Südosten her auf helvetisches Gebiet (HERB 1965). Im nördlich davon gelegenen Festland herrscht Erosion der dort liegenden mesozoischen Sedimente.

Pos. 2: Mittleres Eozän. – Der Flyschtrog verlagert sich nordwärts in den ultrahelvetischen Raum (TRÜMPY 1960, 1980). Das Tertiärmeer stösst in der Zentralschweiz rasch gegen Nordosten vor bis ins Autochthon und überflutet den ganzen helvetischen Bereich (HERB 1965).

Pos. 3: Oberes Eozän. – Der Flyschtrog verlagert sich weiter nordwärts bis ins Autochthon (TRÜMPY 1980), nachdem das neritische Tertiär und die Globigerinenmergel abgelagert worden sind (HERB 1965). Ganz im Süden erscheinen durch die Kompression die ersten Decken des Ostalpins (STAUB 1934) und, als penninische Anteile, die Klippen-Decke und der Schlieren-Flysch. Diese beiden Einheiten liefern zuerst Material für den Ultrahelvetischen Flysch (GIGON 1952) und stossen später zusammen auf den helvetischen Raum.

Pos. 4: Unteres Oligozän. – Die ostalpinen Einheiten dringen weiter nach Norden vor, während die penninischen Anteile und das Ultrahelvetikum fast den gesamten helvetischen Raum bedecken. Dies führt zu einem Druckanstieg und ersten Faltungen in den darunter liegenden Sedimenten, was den Beginn der neoalpinen Metamorphose (TRÜMPY 1980) bedeutet. Im nordhelvetischen Bereich werden die Fischschiefer von Engi abgelagert, und allmählich wird der Übergang in die Molassesedimentation eingeleitet. Es gelangen vorerst mehrheitlich penninische und ultrahelvetische Gesteine zum Abtrag (GASSER 1968).

Pos. 5: Oberes Oligozän. – Die ostalpinen Decken überfahren den gesamten helvetischen Raum und bilden mit den penninischen Anteilen zusammen eine Überlast von rund 5 bis 6 km Mächtigkeit (FREY et al. 1973, TRÜMPY 1969), was zu einem Druckanstieg von etwa 1,5–2 kbar führt. Durch fortschreitende Kompression kommt es zur Anlage des Helvetischen Deckenstapels, während zusätzlich erhöhte Temperatur die neoalpine Metamorphose verstärkt. Das Molassebecken füllt sich unter ständiger Subsidenz nun auch mit ostalpinen, mehrheitlich kristallinen Geröllern (MATTER 1964, GASSER 1968).

Pos. 6: Unteres Miozän. – Durch ständig fortschreitende Erosion nimmt die Überlast ab, während die Metamorphose mit zunehmenden Temperaturen von mindestens 300 °C immer noch anhält (NIGGLI 1970). Das Aarmassiv beginnt sich leicht zu heben, und die helvetischen Decken stossen weiter nach Norden vor, die nördlichsten Partien bereits über ältere Molasse (TRÜMPY 1980). Die penninischen Anteile (Klippen-Decke, Schlieren-Flysch) werden in die Faltungen nur zum Teil miteinbezogen (GEIGER 1956). Die Molassesedimentation geht mit etwas weniger Reliefenergie (CADISCH 1927) weiter unter ständiger Subsidenz des Molassebeckens.

Pos. 7: Mittleres Miozän. – Die ostalpinen Decken sind zum grössten Teil abgetragen, und das Molassebecken füllt sich unter reduzierter Subsidenz weiter (CADISCH 1927). Die Metamorphose klingt ab, die Bewegungen der Deckeneinheiten gehen aber weiter. Dies ist der Beginn der postmetamorphen Bewegungen. Die

Axen-Decke s.l. wird mit den erhaltenen Metamorphosezonen nach Norden verfrachtet, während in der Ostschweiz die Glarner Hauptüberschiebung, die schon im Oligozän angelegt wurde, weiter fortschreitet (PFIFFNER 1977, MILNES & PFIFFNER 1977, SCHMID 1975).

Pos. 8: Oberes Miozän. – Das Aarmassiv hebt sich weiterhin, und die postmetamorphen Bewegungen laufen weiter. Dabei gleitet die Axen-Decke s.l., unter sich die Gitschen-Scholle und die Wissberg-Scholle mit der Firrenband-Linse, auf dem Flysch weiter nach Norden. Dies geschieht auch mit der Klippen-Decke auf ihrer Flyschunterlage. Grosse Teile der ostalpinen Decken sind abgetragen. In der Molasse im Hörnli-Schuttfächer (TANNER 1944) erscheinen die ersten helvetischen Gerölle, da nun erstmals das Helvetikum freigelegt ist. Die postmetamorphen Bewegungen klingen langsam ab, während im Norden an der Grenze zum Pliozän die Jurafaltung vor sich geht (TRÜMPY 1980). Das Aarmassiv verbleibt als Folge der Entlastung in der Hebungsphase, die bis heute noch anhält (NEUGEBAUER et al. 1980).

3.7.4 Gegenüberstellung der Interpretationen mit radiometrischen Altersbestimmungen und struktureologischen Untersuchungen

Die Interpretationen sind ausschliesslich auf den helvetischen Raum und seine Nachbargebiete beschränkt, unter Berücksichtigung der speziellen Verhältnisse in unserem Untersuchungsgebiet. Die Dreiteilung in prämetamorphe, synmetamorphe und postmetamorphe Bewegungen ist ebenfalls unter diesem Blickwinkel zu betrachten.

FREY et al. (1973) leiten aus recht unterschiedlichen Altersdaten einen Höhepunkt der neoalpinen Metamorphose zwischen 31 und 36 my, was Unteres bis Mittleres Oligozän bedeutet. Nach unserer Darstellung in Figur 20 (Pos. 4) findet im Norden der Übergang von Flysch- in Molassesedimentation statt, während das Helvetikum erst allmählich unter eine geringe Überlast von Ultrahelvetikum und penninischen Anteilen gelangt. Die höchste Wärmeentwicklung wird ausserdem erst nach der maximalen Überlast durch höhere Decken angenommen (Pos. 6).

HUNZIKER (1979) misst eine Abnahme der Illitalter in den helvetischen Decken im Glarner Querschnitt von Norden mit 56 my nach Süden mit 18 my. Daraus schliesst er, dass die Metamorphose während einer Deckensituation stattfand, die von der heutigen Lage unwesentlich abweicht. Aus unserer Darstellung der orogenen Entwicklung der Alpen in Figur 20 geht hervor, dass die Metamorphose nicht während einer bestimmten stationären Situation im Deckenbau stattfand, sondern dass die metamorphe Entwicklung während des Deckentransportes angenommen werden muss. Die verschiedenen Alterswerte von FREY et al. (1973) und HUNZIKER (1979) wären somit als transportierte Alter zu interpretieren. Dabei kann man sich vorstellen, dass gewisse Einheiten in damaliger südlicher Position den Beginn der neoalpinen Metamorphose (35 my) anzeigen und später im Dach des Deckenstapels diese Alterswerte mitgenommen haben. Ihre Überlast hat dazu beigetragen, dass die darunter liegenden Elemente während der fortschreitenden, synkinematischen Metamorphose jüngere Alter erhalten haben. Einen Hinweis auf eine ältere Metamorphose in einem alpeninternerem Raum gibt die Niesen-Decke (FREY et al.

BEWEGUNGEN IN BEZUG AUF DIE METAMORPHOSE IM HELVETIKUM	POSITION Figur 20	TEKTONISCHE PHASEN	
		TRÜMPY (1969)	MILNES & PFIFFNER (1977)
prämetamorphe Bewegungen	4	Oligocaene Divertikel	Pizol-Phase
prämetamorphe bis syn- metamorphe Bewegungen	5	Frühhelvetische Ueber- faltungsphase	Cavestrau-Phase
	6		Calanda-Phase
postmetamorphe Bewegungen	7	Hauptphasen	Ruchi-Phase
	8	Späthelvetische Stauch- und Gleitphase	(unbenannt)

Tabelle 2: Die Bewegungsabfolgen im Vergleich der Metamorphose mit der Tektonik.

1980a). Diese erhielt ihre anchizonale Metamorphose noch in alpeninternerer Position und glitt dann später auf das Helvetikum in die heutige Lage (BADOUX 1945, Profile, BERNOULLI et al. 1979).

Im Laufe unserer Untersuchungen wurden keine strukturgeologischen Aufnahmen gemacht. Dennoch bietet sich eine mutmassliche Zuordnung der tektonischen Phasen von TRÜMPY (1969) und von MILNES & PFIFFNER (1977) in die schematische orogene Entwicklung von Figur 20 an. Die strukturgeologischen Detailuntersuchungen von SPÖRLI (1966) müssten im Sinne dieser Phasen überarbeitet werden.

Diese Beziehungen sollen einstweilen nur als Modellvorstellungen aufgefasst werden. PFIFFNER (1977) beobachtet als Metamorphose-Anzeiger neugewachsenen Chloritoid, den er der Ruchi-Phase zuordnet. Bezogen auf dieses Chloritoid-Wachstum wäre die Calanda-Phase prämetamorph, und die Ruchi-Phase müsste in synmetamorphe und postmetamorphe Bewegungen unterteilt werden. Die metamorphen Verhältnisse für eine Bildung von Chloritoid sind noch unklar (siehe Kap. 3.5.5), und in unserem Untersuchungsgebiet konnte dieses Mineral nicht entdeckt werden, so dass keine diesbezüglichen Vergleiche gelingen.

Ferner sehen MILNES & PFIFFNER (1980) im Querschnitt St. Gallen-Como keine Späthelvetische Stauch- und Gleitphase. Mehr Klarheit würden eingehende strukturgeologische Untersuchungen in unserem Arbeitsgebiet und mehr metamorphe Daten in den Untersuchungsgebieten von MILNES & PFIFFNER (1977, 1980) ergeben.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDEREGG, H. (1940): *Geologie des Isentals (Kanton Uri)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 77.
 BADOUX, H. (1945): *La géologie de la Zone des Cols entre la Sarine et le Hahnenmoos*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 84.
 BAILEY, E. H., & STEVENS, R. E. (1960): *Selective Staining of K-Feldspar and Plagioclase on Rock Slabs and Thin Sections*. – Amer. Mineralogist 45, 1020–1025.

- BARLIER, J. (1974): *Recherches paléothermométriques dans le domaine des Terres Noires subalpines méridionales*. – Thèse Univ. Paris-Sud (Centre d'Orsay).
- BERNOULLI, D., CARON, C., HOMEWOOD, P. W., KÄLIN, O., & STUIJVENBERG, J. VAN (1979): *Evolution of Continental Margins in the Alps*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 165–170.
- BIERI, B. (1974): *Geologie des Schimbriggebietes (Entlebuch LU)*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- BLÄSI, H. R. (1980): *Die Ablagerungsverhältnisse im «Portlandien» des schweizerischen und französischen Juras*. – Diss. Univ. Bern.
- BOUDIER, F., & NICOLAS, A. (1968): *Découverte de chloritoïde dans les schistes ardoisiers d'Angers*. – Bull. Soc. franç. Minéral. (Cristallogr.) 91, 92–94.
- BREITSCHMID, A. (1976): *Geologie im Gebiet des Gemmenalphorns (nördlich von Interlaken)*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1978): *Sedimentologische Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken*. – Eclogae geol. Helv. 71/1, 143–157.
- BRIEGEL, U. (1972): *Geologie der östlichen Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrantenkalkformation (Unterkreide)*. – Eclogae geol. Helv. 65/2, 425–483.
- BROWN, E. H. (1975): *A Petrogenetic Grid for Reactions Producing Biotite and other Al-Fe-Mg Silicates in the Greenschist Facies*. – J. Petrol. 16/2, 258–271.
- BUXTORF, A. (1916): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochfluhkette*. – Geol. Komm. schweiz. natf. Ges. (Spez.-Karte 29a/b).
- CADISCH, J. (1927): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation*. – Geol. Rdsch. 19/2, 105–119.
- COOMBS, D. S., NAKAMURA, Y., & VUAGNAT, M. (1976): *Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyannaz formation near Loèche, Valais, Switzerland*. – J. Petrol. 17/4, 440–471.
- FICHTER, H. J. (1934): *Geologie der Bauen-Brisen-Kette*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 69.
- FERRAZZINI, B., & SCHULER, P. (1979): *Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss*. – Eclogae geol. Helv. 72/2, 439–454.
- FREY, M. (1969a): *Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. (Veränderungen tonig-mergeliger Gesteine vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 131.
- (1969b): *A mixed-layer paragonite/phengite of low-grade metamorphic origin*. – Contr. Mineral. Petrol. 24, 63–65.
- (1970): *The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis*. – Sedimentology 15, 261–279.
- (1978): *Progressive Low-Grade Metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with Special Reference to Pyrophyllite and Margarite Bearing Assemblages*. – J. Petrol. 19, 95–135.
- FREY, M., & NIGGLI, E. (1971): *Illit-Kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 51, 229–234.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., ROGGWILLER, P., & SCHINDLER, C. (1973): *Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz*. – Contr. Mineral. Petrol. 39, 185–218.
- FREY, M., & WIELAND, B. (1975): *Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aarmassivs*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55, 407–418.
- FREY, M., JÄGER, E., & NIGGLI, E. (1976): *Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotraverse Basel-Chiasso*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 649–659.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U., & SCHWIZER, B. (1980a): *Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data*. – Eclogae geol. Helv. 73/1, 173–203.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E., & MULLIS, J. (1980b): *Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso – a review*. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 527–546.
- GASSER, U. (1968): *Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebachs (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie*. – Eclogae geol. Helv. 61/1, 229–319.
- GEIGER, M. (1956): *Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn-Arvirat, Buochserhorn-Musenalp und Klewenalp*. – Eclogae geol. Helv. 49/2, 407–453.
- GERBER, M. (1930): *Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz*. – Eclogae geol. Helv. 23/2, 497–547.

- GIGON, W. (1952): *Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme*. – Verh. natf. Ges. Basel 63/1.
- GRUNER, U. (1976): *Geologie des Falknis-Glegghorn-Gebietes (W-Rätikon)*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1981): *Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 154.
- HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St.Galler Rheintal. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 16.
- HEIM, ALB., & HEIM, ARN. (1917): *Der Kontakt von Gneiss und Mesozoikum am Nordrand des Aarmassivs bei Erstfeld*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 62, 423–451.
- HERB, R. (1965): *Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz*. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31, 135–151.
- HOMEWOOD, P. W. (1977): *Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: A general account*. – Eclogae geol. Helv. 70/3, 627–641.
- HUNZIKER, J. C. (1979): *Potassium Argon Dating*. In: JÄGER, E., & HUNZIKER, J. C. (Ed.): *Lectures in Isotope Geology* (S. 52–76). – Springer, Berlin.
- ISCHI, H. (1973): *Geologie des Risetenstock-Gebietes*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1978): *Das Berriasien-Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee*. – Diss. Univ. Bern.
- JOHNS, W. D., GRIM, R. E., & BRADLEY, W. F. (1954): *Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods*. – J. sediment. Petrol. 24, 242–251.
- JOHNS, W. D., & KURZWEIL, H. (1979): *Quantitative Estimation of Illite-Smectite Mixed Phases Formed During Burial Diagenesis*. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 26, 203–215.
- KISCH, H. J. (1974): *Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with “anchimetamorphism” and “very-low-stage” metamorphism, I–III*. – Proc. (k.) nederl. Akad. Wetensch. (B)77, 81–118.
- (1980): *Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps*. – Eclogae geol. Helv. 73/3, 753–777.
- KORNER, M. (1975): *Geologie des Gebietes östlich vom Gräfmatigrat und Schluchiberg (Kt. Nidwalden)*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1978): *Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Helvetischen Gault zwischen Aare und Linth*. – Diss. Univ. Bern.
- KUBLER, B. (1967): *La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Etages tectoniques*. – Colloq. Neuchâtel, S. 105–122.
- (1970): *La composition des fractions fines et la distinction flysch-molasse dans le domaine alpin et périalpin*. – Bull. Cent. Rech. Pau – SNPA 2/2, 543–556.
- KUBLER, B., MARTINI, J., & VUAGNAT, M. (1974): *Very low grade metamorphism in the Western Alps*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2–3, 461–469.
- KUBLER, B., PITTION, J. L., HÉROUX, Y., CHAROLLAIS, J., & WEIDMANN, M. (1979): *Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques*. – Eclogae geol. Helv. 72/2, 347–373.
- KÜNZI, B. (1975): *Geologie im hintersten Kiental*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- LAUBER, T. (1975): *Geologie der Gebirgsregion zwischen Rawilpass und Iffigenalp (Wildhorn-Decke)*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- LIPPMANN, F., & ROTHFUSS, H. (1980): *Tonminerale im Taveyannaz-Sandstein*. – Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt. 60/1, 1–29.
- MARTINI, J., & VUAGNAT, M. (1965): *Présence du faciès à zéolites dans la formation des «grès» de Taveyanne (Alpes franco-suisse)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45/1, 281–293.
- (1970): *Metamorphose niedrigst temperierten Grades in den Westalpen*. – Fortschr. Mineral. 47/1, 52–64.
- MASSON, H., HERB, R., & STECK, A. (1980): *Helvetic Alps of Western Switzerland*. In: *Geology of Switzerland, a guidebook*. Part B: *Geological Excursions*. – Wepf, Basel.
- MATTER, A. (1964): *Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet*. – Eclogae geol. Helv. 57/2, 315–428.
- MILNES, A. G., & PFIFFNER, O. A. (1977): *Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland*. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 83–95.
- (1980): *Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen-Como*. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 619–633.

- MULLIS, J. (1975): *Growth Conditions of Crystals from Val d'Illez (Valais, Switzerland)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55, 419–429.
- (1976): *Das Wachstumsmilieu der Quarzkristalle im Val d'Illez (Wallis, Schweiz)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 219–268.
- (1979): *The system methane–water as geologic thermometer and barometer from external part of the Central Alps*. – Bull. Soc. minéral. France 102, 526–536.
- NEUGEBAUER, H.J., BRÖTZ, R., & RYBACH, L. (1980): *Recent crustal uplift and the present stress field of the Alps along the Swiss Geotraverse Basel–Chiasso*. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 489–500.
- NIGGLI, E. (1970): *Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung*. – Fortschr. Mineral. 47/1, 16–26.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W., & JÄGER, E. (1956): *Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildung der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostrand des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz)*. – Eclogae geol. Helv. 49, 469–480.
- OBERHÄNSLI, H. (1978): *Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation (Oberkreide, Helvetische Decken der Schweizer Alpen)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 150.
- PERSOZ, F., & REMANE, J. (1976): *Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique–Crétacé dans le Jura et le Bassin Vocontien*. – Eclogae geol. Helv. 69/1, 1–38.
- PIFFNER, O. A. (1977): *Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 217.
- PLOEG, P. VAN DER (1912): *Geologische Beschreibung der Schlossberg–Spannortgruppe*. – Eclogae geol. Helv. 12/2, 194–245.
- RAMSEYER, K. (1977): *Geologie der Arvigrat-Region*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- SASSI, F. B. (1972): *The Petrological and Geological Significance of the b_0 Values of Potassic White Micas in Low-Grade Metamorphic Rocks. An Application to the Eastern Alps*. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 18, 105–113.
- SCHENKER, F. (1980): *Geologische und mineralogische Untersuchungen im Gebiet der Grossen und Kleinen Windgälle, Maderanertal, Kt. Uri*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- SCHINDLER, C. (1959): *Zur Geologie des Glärnisch*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 108.
- (1969): *Neue Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner Sees*. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 177/171.
- SCHMID, S. M. (1975): *The Glarus Overthrust: Field Evidence and Mechanical Model*. – Eclogae geol. Helv. 68/2, 247/280.
- SCHRAMM, J. M. (1978): *Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St. Johann im Tirol, Österreich)*. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 8, 101–111.
- SCHUMACHER, J. (1949): *Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergtales (Zentralschweiz)*. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 7.
- SIDDANS, A. W. B. (1979): *Deformation, metamorphism and texture development in Permian mudstones of the Glarus Alps (Eastern Switzerland)*. – Eclogae geol. Helv. 72/3, 601–621.
- SPÖRLI, B. K. (1966): *Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 62.
- STALDER, H. A., & TOURAY, J. C. (1970): *Fensterquarze mit Methan-Einschlüssen aus dem westlichen Teil der schweizerischen Kalkalpen*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50, 109–130.
- STALDER, P. J. (1979): *Organic and inorganic metamorphism in the Taveyannaz sandstone of the Swiss Alps and equivalent sandstones in France and Italy*. – J. sediment. Petrol. 49/2, 463–482.
- STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 69.
- STUIJVENBERG, J. VAN (1979): *Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 151.
- SUSEDKA, J. (1979): *Geologie der helvetischen Decken in der nördlichen Blüemlisalp-Gruppe (Berner Oberland)*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- TANNER, H. (1944): *Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C)22.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1978): *Coalification Studies in the Alps*. In: CLOSS, H., et al. (Ed.): *Alpes, Apennines, Hellenides* (S. 49–55). – Schweizerbart, Stuttgart.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., & WEBER, K. (1979): *Inkohlung und Illit-Kristallinität (Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen)*. – Fortschr. Geol. Rheinl. Westfal. 27, 201–276.

- THUM, I., & NABHOLZ, W. (1972): *Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 144.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps*. – Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843–908.
- (1969): *Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse*. – Eclogae geol. Helv. 62/2, 105–138.
- (1980): *Geology of Switzerland, a guide-book*. Part A: *An outline of the geology of Switzerland*. – Wepf, Basel.
- WEAVER, C.E. (1956): *The distribution and identification of mixed layer clays in sedimentary rocks*. – Amer. Mineralogist 41, 202–221.
- WIELAND, B. (1976): *Petrographie eozäner siderolithischer Gesteine des Helvetikums der Schweiz: ihre Diagenese und schwache Metamorphose*. – Diss. Univ. Bern.
- (1979): *Zur Diagenese und schwachen Metamorphose eozäner siderolithischer Gesteine des Helvetikums*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 41–66.
- WINKLER, W. (1981): *Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren Flysches*. – Diss. Univ. Fribourg.
- WOLF, M. (1975): *Über Beziehungen zwischen Illit-Kristallinität und Inkohlung*. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 7, 437–447.