

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 65 (1972)
Heft: 2

Artikel: Geologie der östliche Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattekalkformation (Unterkreide)
Autor: Briegel, Ueli
Kapitel: 3: Tektonik
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164103>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 02.04.2025

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

wir nun Kolonnen 1 und 3 miteinander, so stellen wir keine signifikanten Unterschiede fest.

Körnerpräparate: In der Leichtmineralfraktion dominieren Hellglimmer und Quarz. Die Schweremineralien verteilen sich wie folgt:

	Granat	Zoisit	Zirkon	Epidot
Sidenbaum	50%	15%	5%	15%
Major	55%	15%	15%	5%

Dazu treten noch Disthen, Rutil, Hornblende, Apatit, Chloritoid, Turmalin, Staurolith, Titanit, Andalusit, Brookit und Enstatit auf.

3. TEKTONIK

Die östliche Alviergruppe ist das südlichste und östlichste Kreidegebiet der helvetischen Decken der Ostschweiz. Abgesehen von der direkten Verbindung zu den Churfürsten im NW und dem synklinalen Zusammenhang mit der Säntisgruppe im N ist keine unmittelbare Korrelation möglich. Wir befinden uns in einer tektonisch relativ ruhigen Region. Im NW anschliessend zieht eine stark gefaltete Zone längs des Voralptals mit einem Achsenstreichen von N 50 E und einem mittleren Achsenfallen von 17° gegen NE durch. Im SE unseres Gebiets manifestiert sich dieselbe Richtung in ausgeprägten Flexuren (Sevelen, Flidachöpf). Zwischen diesen beiden Zonen kann ein allgemeines Schichtfallen von 30° gegen NE gemessen werden, was etwa dem Axialgefälle entspricht (vgl. Abschnitt 3.1).

Die Frage, wie die Rheintaldepression entstanden ist, kann nicht beantwortet werden. Jedenfalls haben die rheintalparallelen Strukturen (Schmelzwasserrinnen) in unserem Gebiet keine tektonische Signifikanz. Es konnten weder vertikale noch horizontale Dislokationen beobachtet werden.

3.1 Strukturkurvenkarte (Tf. VIII)

Die heutige Struktur des Alviere lässt sich am besten an Hand einer Strukturkurvenkarte diskutieren. Als Folge der Aufschlussverhältnisse wurde als Referenzhorizont im Süden die Obergrenze des Kieselkalkes und im Norden diejenige des Schrattenkalkes gewählt.

Es fallen sofort die zwei ausgeprägten Bruchsysteme auf, wobei das SW–NE verlaufende hauptsächlich Grabenbrüche bildet, das mehr oder weniger normal dazu verlaufende aber vorwiegend aus antithetischen Verwerfungen besteht. Viele dieser letzteren sind nicht berücksichtigt worden, da sie nicht direkt beobachtbar sind. Bei der Konstruktion der Karte stellte sich aber heraus, dass das konstruierte Schichtfallen geringer ist als die im Feld gemessenen Fallwinkel, d. h., viele kleine antithetische Verwerfungen schwächen das absolute Fallen stark ab. Figur 20B2 stellt das gemessene Fallen dem effektiven (Fig. 20B3) gegenüber.

Diese antithetischen Verwerfungen sind an verschiedenen Stellen im Feld gut erkennbar:

– auf der Schaner Alp (Arlans), besonders beim Tobelegg, wo die Altmannschichten noch erhalten sind;

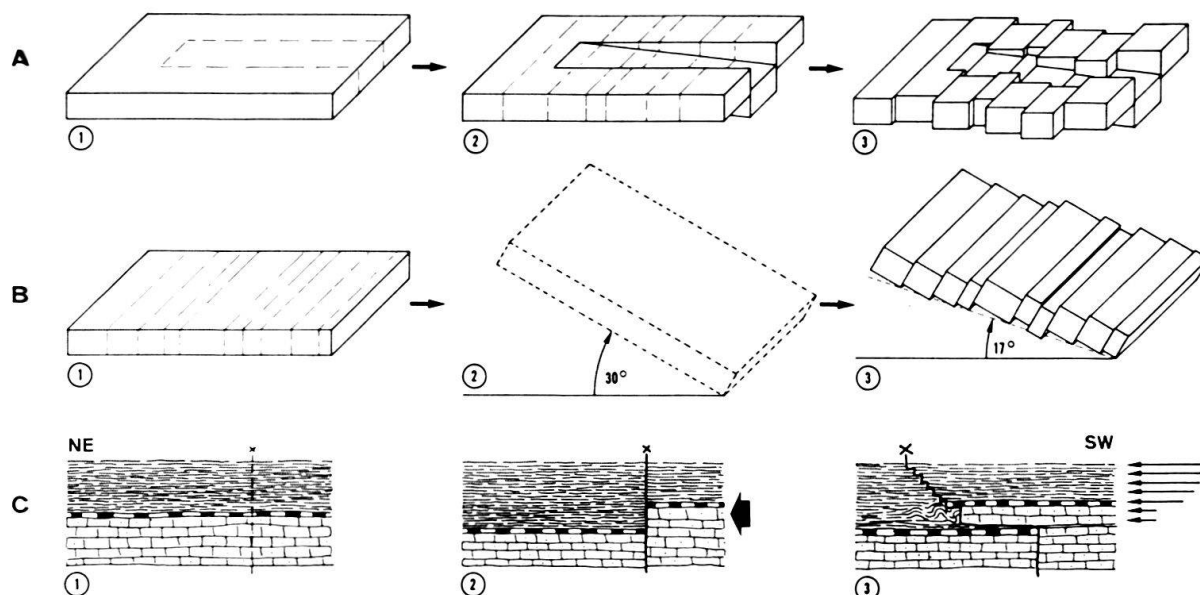


Fig. 20. A: Schematische Entstehung der «Grabenbrüche» in drei Phasen.

B: Schematische Skizze der antithetischen Verwerfungen. 1. Anlage, 2. Dip gemessen, ohne Brüche, 3. Effektiver Dip mit Brüchen.

C: Rekonstruktion der Entstehung der Roten Platten (Malschüel) in drei Phasen.

- an der Hurst-Westwand im Schrattenkalk (vgl. Fig. 14 und Tf. VII);
- auf Altsäss-Obersäss in derselben Art wie auf Arlans.

Die grabenartigen Einbrüche können als «Pincées» im Sinne GLANGEAUDS (1949) betrachtet werden, denn ihre Entstehung bei einer Zerrphase mit anschliessender Kompression scheint plausibel (vgl. Fig. 20A). Der Verwerfungsbetrag nimmt gegen Norden zu. Gegen Süden scheint sich der Tobelbruch zu verlieren, jedenfalls ist keine unmittelbare Fortsetzung im Kieselkalk im Malschüel feststellbar. Hingegen erkennen wir im Kieselkalk weiter westlich einen gleichartigen Einbruch (Gamshalden–Federen–Malun) gleicher Richtung und ähnlichen Maßstabs. Eigenartigerweise ist nun dieser seinerseits im Schrattenkalkstockwerk wieder nicht ausgebildet, obwohl für P. 1506 (Gamshalden), also gerade unterhalb der Schrattenkalkwand Glännlichopf–Gelbchopf, ein Verwerfungsbetrag von 30 bis 40 m errechnet wurde. Die einzige einleuchtende Antwort auf dieses Problem heisst Stockwerktektonik, d.h. die kompetenten Kieselkalk- und Schrattenkalkstockwerke haben ihre eigene Tektonik. Die weichen Drusbergschichten fangen respektable Verwerfungsbeträge auf (am Hurst zu beobachten) oder können die Verwerfungen allenfalls durch interne Differentialbewegung derart verschoben haben, dass sie heute in den verschiedenen Stockwerken nicht mehr identifiziert werden können.

Ob die beiden kräftigen Flexuren von Flidachöpf und Geissbergtobel (Sevelen) miteinander im Zusammenhang stehen, ist schwer zu entscheiden, da sie sich nicht im selben Stockwerk befinden. Diejenige von Flidachöpf ist nur noch teilweise vorhanden, ihr Ausmass kann nicht mehr rekonstruiert werden. Naturgemäss sind starke Flexuren von intensiver Klüftung begleitet, und es konnte bei Flidachöpf und bei Sevelen keinerlei Relation zu Brüchen ausgemacht werden.

Die Flexur bei Sevelen hat uns auf ihrem Liegendschenkel den einzigen Aufschluss von Wangschichten weit herum vor der Erosion bewahrt.

Ich nehme an, dass durch die Flexur im Kieselkalk an den Flidachöpf und weiter gegen den Girensplatz das Gestein dermassen zerklüftet wurde, dass beim Rückzug des Risseises (es befinden sich erratische Blöcke auf Bergsturzmaterial) die ganze ehemalige Alvierfront längs dieser schwachen Linie einstürzte und den riesigen Bergsturz zwischen Palfris und Trübbach ablagerte. (Ein grosser Teil desselben dürfte vom Rhein weggeschwemmt oder von dessen Alluvionen zugedeckt sein. Für eine Talsperre, aufgebaut durch die Schuttmassen, liegen keine Anhaltspunkte vor.)

In der weiteren Umgebung der Refina (NW Oberschan) treten Komplikationen auf, die ich nicht erklären kann. Erschwerend wirkt, dass sich alles im Kieselkalk abspielt und man deshalb das genaue stratigraphische Niveau unmöglich bestimmen kann.

Wenn wir die topographische Karte mit der Strukturkurvenkarte vergleichen, so stellen wir die Irrelevanz der rheintalparallelen Talungen fest, die auf ersterer so deutlich hervortreten. Da alle untereinander parallel verlaufen, sind sie sicher an ein Bruchsystem gebunden, welches aber keine messbaren Verstellungen bewirkt hat (Zerrüttungszonen). (Ich vermute, dass diese Täler durch eiszeitliche Schmelzwässer so stark ausgeräumt wurden.)

Das auf der Strukturkurvenkarte scheinbar fleckenweise Auftreten von Bruchsystemen ist durch die jeweiligen Aufschlussverhältnisse bestimmt. Überall dort, wo eine Formationsgrenze aufgeschlossen ist, können Verwerfungen festgestellt werden, wogegen auf den ausgedehnten Flächen, wo nur eine einzige Formation ansteht, der Verwerfungsbetrag unbestimmbar bleibt, ja Brüche von Klüftung gar nicht differenziert werden können.

3.2 Einzelbeobachtungen im Feld

Tektonische Beanspruchung manifestiert sich auf verschiedene Weise:

- Schwache Wellung auf Kieselkalkplatten. Die Achsen wurden an zwei verschiedenen Stellen gemessen, sie streichen mit 106° beim Chemmi (Alvier) bzw. 100° zwischen Federen und Gärtlichopf.
- Starke Wellung bis Faltung wurde im Tobel (Seewerkalk) und im Bacheinschnitt SW Schalär (Weite) im Hurstmergel gefunden. Der Aufschluss im Tobel dürfte mit dem Grabenbruch (Kompressionsphase) im Zusammenhang stehen, denn wir finden dort auch oft Verkehrtpakete und ganz allgemein eine chaotische Kleintektonik. Beim Schalär streichen die Faltenachsen N 75° E.
- Clivage: Im spröden Kieselkalk und im Gault allgemein treten lokal (vorzugsweise längs Brüchen und Flexuren) öfters ein bis drei Clivagesysteme auf, die aber auf grössere Distanz nicht miteinander in Verbindung gebracht werden können. Am auffälligsten ist eine Schieferung in der Gemeinde Wartau, d.h. in den östlichsten Aufschlüssen, wo sie sogar auf die Drusbergformation übergreift.
- Boudinage: Unterhalb der Schratteckwand auf der Westseite von Magletsch sind die härtesten Bänke in den Hurstmergeln deutlich boudiniert (Fig. 21). Die Boudinachsen streichen mit 85° , und demzufolge ergibt sich eine Walzrichtung von annähernd Süden nach Norden.
- Zerrklüfte: An verschiedenen Stellen auf Altsässalp und Malschüel fand ich NNE streichende bis 50 cm breite Calcitadern. Zum Teil sind noch Nebengesteins-

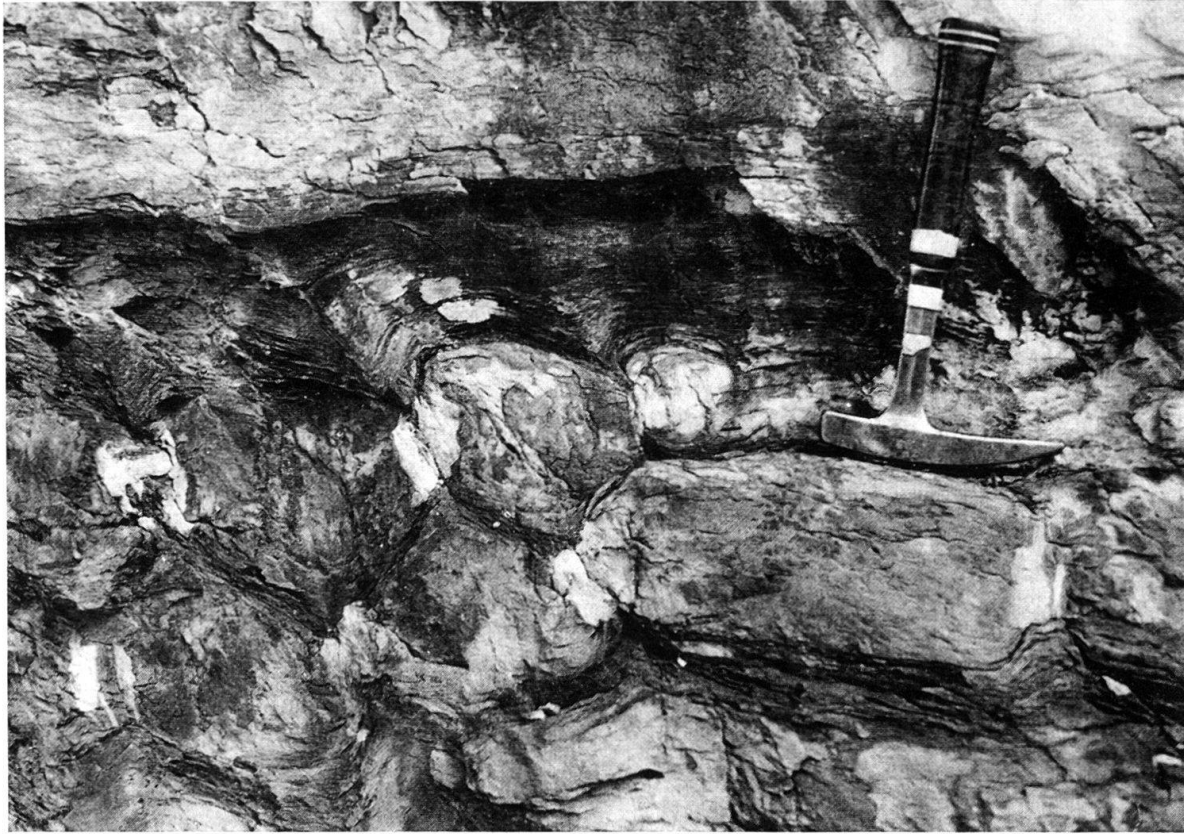


Fig. 21: Boudinierte Hurstmergel, Magletsch. Gegen ENE.

brocken (Kieselkalk) im sonst reinen Calcit eingebettet, was auf eine allmähliche oder zumindest stufenweise Öffnung der Klüfte hindeutet.

Da diese Zerrklüfte parallel zu den «Pincées» verlaufen, dürften sie zur selben Zeit entstanden sein. Andererseits kann daraus geschlossen werden, dass die «Pincées» bei einer Zerrphase angelegt wurden.

Aufschlüsse: 1. Pässli zwischen Alvier und Chli Alvier, 2210 m. 2. 300 m NNW Chli Alvier, Kote 2100. 3. Talung 100 m SE Zwingler Pt. 2014, Koten 2070 bis 2110. 4. Rote Platten. 5. 300 m W Rote Platten auf Koten 1600 und 1670. 6. Pässli SW Malun, auf 2082 m Höhe. 7. Am Fusse der nördlichsten Chöpf (Altsäss).

– Ein einzigartiger Aufschluss sind die «Roten Platten», Koord. 750 700/220 800. Man vergleiche dazu Figuren 14, 20C und 22. Eine etwa 10 m mächtige Kieselkalkbank wurde offenbar in die Drusbergschichten hineingepresst, so dass sie nun von scheinbar ungestörten Drusbergmergeln unterlagert wird. An ihrer aufgeschlossenen Seite sind dieselben stark nach oben verschleppt, an ihrer Stirne stark verfaltet und liegen oben konkordant über den zu der Bank gehörenden Altmansschichten, die ihrerseits von ihrer Unterlage abgeschert und einige Meter nach NE geschoben wurden. Die meines Erachtens beste Lösung dieses Problems versuche ich anhand der drei Skizzen in Figur 20C darzustellen. Vorausgesetzt wird eine frühe Verwerfung und ein späterer Schub von Süden. Die seitlich verschleppten Drusbergschichten, deren tiefere Bänke unter den Kieselkalk hineinziehen, deuten darauf hin, dass die letzte Schubphase *nach* der Bildung der «Pincées» erfolgte, da diese für die dicke

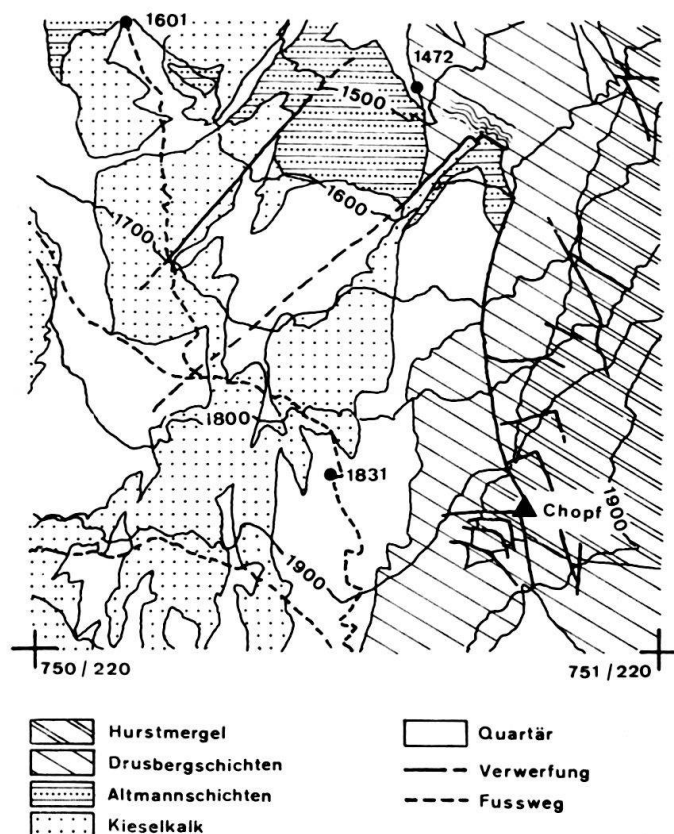


Fig. 22. Kartenskizze 1:10000. Rote Platten im ersten Quadranten.

Calcitkruste verantwortlich sind, welche grosse Teile der SW-Seite der Kieselkalkbank bedecken.

Ich möchte nun folgende Phasenreihenfolge vorschlagen:

1. Erste Brüche (Fig. 20C2)
2. «Pincées» (Zerrphase), es entstehen die breiten Calcitklüfte.
3. Schub von Süden her (Wellungen, Boudinage, Rote Platten).
4. Antithetische Brüche (Versetzung der «Pincées»).

3.3 Beobachtungen im Labor

Bei der Durchsicht der Dünnschliffe konnte ich drei verschiedene Anzeichen für tektonische Beanspruchung der Gesteine feststellen:

1. Viele Quarzkörner in den Wangschichten sind zerbrochen oder zeigen zumindest Risse.
2. Durch das ganze Drusberg-Schrattenkalkprofil hindurch beobachtet man oft Druckfahnen an Stylolithen (in den Profilen durch eine Schraffur unter den Stylolithen angedeutet).
3. Offensichtliche Druckverzwillingung und teilweise Deformation der Calcitkristalle. Nach Prof. VOLL (mündliche Mitteilung) kann die Überlast auf «gut und gerne 3 km» geschätzt werden.

Während des Schlämmens der Amdenerschichten vom Geissbergtobel fiel mir eine für diese Serie ungewöhnliche Resistenz auf. An der Mikrofauna haftete Sericit. Deshalb untersuchte ich die Tonminerale und im speziellen den Illit. Herr Dr.

M. Frey (Mineralogisch-Petrographisches Institut, Bern) hatte die Güte, für mich einige Proben zu röntgen und den sogenannten Kublerindex zu bestimmen. Ihm sei für seine Bemühungen herzlich gedankt.

Tabelle 6. Tonmineralbestand. Proben 1–5 Drusberg-Formation, Probe 6 Amdener-Schichten. Die Nummern entsprechen der Karte Fig. 1.

Lokalität (Fig.1)	1(NW)	2	3	4	5	6(SE)
Mineral						
Illit	+	+	+	+	+	+
Chlorit	+	+	+	+	+	+
Illit-Montmorillonit	+	+	+	<		
Kaolinit	+	+				
Paragonit-Muskovit						+

Wenn nun der Tonmineralbestand diskutiert werden soll, so muss beachtet werden, dass die Probenfundorte in Tabelle 6 von NW (1) nach SE (6) aufgereiht sind. Neben den Durchläufern Illit und Chlorit finden sich die Mixed Layers nur im NW von der Crestalta, der unstabilere Kaolinit verschwindet sogar schon beim Hurst. Die Temperatur für das Gleichgewicht Kaolinit–Illit wird stark heruntergedrückt durch die Erhöhung der Konzentration wie auch des pH und kann gut unter 200 °C sinken. In der Anchizone ist Kaolinit nicht mehr vorhanden. Das Vorkommen des Mixed Layers Paragonit–Muskovit am Geissberg deutet auf eine beginnende Metamorphose hin.

3.4 Die Illitkristallinität als Mass für den Metamorphosegrad

Diese Methode, die sich gut im Bereich der Spätdiagenese bis Frühmetamorphose anwenden lässt, wurde von WEAVER entwickelt und von DUNOYER DE SEGONSAC (1964–1969) und KUBLER (1967a) verfeinert. Kurz gesagt besteht sie darin, dass man beim Röntgendiffraktogramm die Breite des 10-Å-Peaks des Illit-Basisreflexes auf dessen halben Höhe misst und dann eine Eich-tabelle aufstellt (diese ist von Autor verschieden wegen apparativer Gegebenheiten). Die Abhängigkeit der Illitkristallinität von der Temperatur wurde von KUBLER (1967b) bewiesen.

In Figur 23 machen wir die gleiche Feststellung wie oben, die Illitkristallinität und damit der Metamorphosegrad nimmt von NW nach SE eindeutig zu. Das Profil Plattis (wie auch Geissberg) liegt in der Anchizone.

Erwähnenswert ist noch ein Stilpnomelanvorkommen in den Altmansschichten zwischen Alpläui und Stofel Arlans (mündliche Mitteilung Dr. M. FREY, Bern).

Die im Abschnitt 3.3 und 3.4 gemachten Beobachtungen und gezeigten Resultate möchte ich folgendermassen interpretieren:

Das jenseits des Rheins in grosser Mächtigkeit aufgeschlossene Oberostalpin mit seiner Unterlage (Flysch, Arosler Zone) setzte sich ehemals gegen Westen in mein Untersuchungsgebiet fort und dürfte in der Gegend des Hurst dann stark an Mächtigkeit abgenommen haben, so dass beim Glännlichopf und an der Riseten die Überlast für eine Umwandlung des Kaolinit nicht mehr ausreichte. Dass höhere Decken den Rhein überquerten, beweisen die Grabserklippen am Grabserberg und die Deckenreste bei Oberiberg.

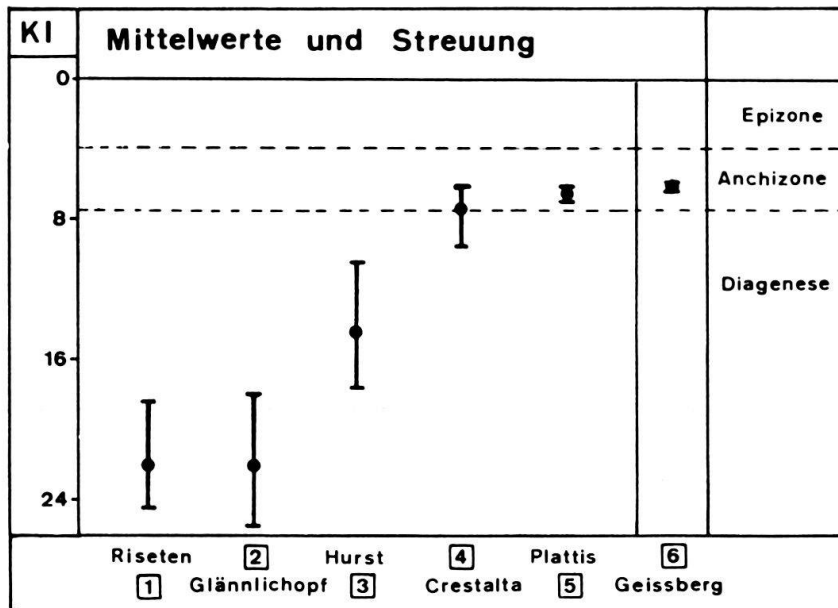


Fig. 23. Illitkristallinität nach KUBLER (1967) und FREY (1969). Die Nummern entsprechen der Karte Fig. 1.

ZUSAMMENFASSUNG

Die östliche Alviergruppe als südlichster Anteil der helvetischen Decken der Ostschweiz wurde 1910–1915 von J. OBERHOLZER kartiert, doch liegen von ihm keine Aufzeichnungen vor. Im Rahmen dieser Arbeit wurde das Gebiet zwischen Palfris und dem Rheintal neu aufgenommen.

Nachdem sich FUNK (1971) intensiv mit dem Helvetischen Kieselkalk und den Altmannschichten in diesem Gebiete beschäftigte, wurden hier die Drusbergschichten und der Schrattenkalk näher untersucht und dabei zwei neue Formationsglieder statuiert.

1. Einstufung der Drusberg-Mergelformation

Altmannschichten: Dieses Formationsglied wurde auf Grund seiner reichen Ammonitenfauna schon früh ins untere Barremian gestellt (vgl. Lex. Strat. Suisse).

Drusbergschichten: Eine neue Ammonitenfauna aus den unteren und mehrere Foraminiferenfaunen über die ganzen Drusbergschichten verteilt erlauben eine Einstufung ins mittlere Barremian.

Chopfschichten (Glaukonithorizont) und *Hurstmergel* (vermegerter Schrattenkalk): Da die Hurstmergel am Risetengrat (Glanna) noch sicher zum Barremian gehören, fallen auch die Chopfschichten dieser Stufe zu. Ob die Hurstmergel weiter östlich, wo sie Teile des obersten Schrattenkalks ersetzen, ins Unteraptian reichen, bleibt offen.

2. Die Vermergelung des Schrattenkalks im Alviergebiet

Auf Grund der paläoökologischen Befunde wird nicht mit grossen vertikalen Differenzen des Ablagerungsraums gerechnet. Die Hurstmergel sind wohl mittlere, der Schrattenkalk innere Schelfablagerungen, aber im Untersuchungsgebiet unter dem Hochenergiebereich. Als bedeutendster Unterschied beider Gesteine ist die Differenz im SiO_2 -Gehalt von etwa 10% zu erwähnen, wogegen keine markanten Unterschiede im Tongehalt festgestellt wurden.

3. Tektonik

Aus der Interpretation von Feldbeobachtungen geht folgende Phasenabfolge der Bruchtektonik hervor:

- Erste Brüche,
- Zerrphase (es entstehen Grabenbrüche mit dicken Calcitklüften),
- Schub von Süden her (Bildung von Boudinage),
- späte Brüche (es entstehen die antithetischen Brüche).