Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 59 (1979)

Heft: 1-2

Artikel: Zur Diagnese und schwachen Metamorphose eozaener siderolithischer Gesteine des Helvetikums

Autor: Wieland, B.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-46042

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: 21.07.2025

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

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59,41–66, 1979

Zur Diagenese und schwachen Metamorphose eozaener siderolithischer Gesteine des Helvetikums

von *B. Wieland* (Bern) *)

Abstract

This paper concerns mainly investigations on clay-minerals of siderolitique rocks from the Helvetikum between the Reuss-Valley (central part of Switzerland) and the Val d'Illiez (western part of Switzerland).

Chemical analyses could be performed on the fraction $< 2\mu$ of seven mineral-samples (4 chlorites and 3 illites) and from this results, the structural formulas have been calculated. In addition clay minerals were investigated by X-ray techniques and the results are:

Illites: They show an extremely high content in iron. The structural formulas of the di-octahedral minerals show for the octahedral layer a tendency towards tri-octahedral order.

Chlorites: We have 14 Å-chlorites, mainly chamosites, sometimes thuringites with a remarkable content in Fe^{++}.

Pyrophyllites: Exist as a product of replacement of the detrital quartz grains, or, together with illite as a cryptocristalline mixture in the matrix.

Mixed-Layers: Besides an example of rectorite (1:1 ML paragonite/montmorillonite) mixed-layers normally appear as ML paragonite/phengite and ML montmorillonite/illite.

Based upon observations in the field and upon theoretical considerations and calculations, besides the wellknown reaction to the formation of pyrophyllite

$$\text{kaolinite} + \text{quartz} \rightarrow \text{pyrophyllite} + H_2O$$

the following reactions, which are responsible for the formation of chlorite, could be postulated and discussed:

$$\text{kaolinite} + \text{goethite} \rightarrow \text{chamosite} + \text{quartz} + H_2O$$

and

$$\text{kaolinite} + \text{hematite} + H_2O \rightarrow \text{chamosite} + \text{quartz} + O_2$$

Zusammenfassung

Die Arbeit befasst sich vorwiegend mit tonmineralogischen Untersuchungen an siderolithischen Gesteinen des Helvetikums zwischen Reusstal und Val d'Illiez.

An der Fraktion $< 2\mu$ von sieben Proben (4 Chlorite, 3 Illite) wurden chemische Mineralanalysen durchgeführt und daraus die Strukturformeln berechnet. Die wichtigsten Daten zu den auch röntgenographisch untersuchten Tonmineralien sind:

*) Min. Petr. Institut, Universität Bern, Abteilung für Geochemie, Sahlistr. 6, CH-3012 Bern

Illit:	Zeigt extrem hohe Eisengehalte. Die Strukturformeln der dioktaedrischen Minerale ergeben für die Oktaederschicht eine trioktaedrische Tendenz.
Chlorit:	Es liegen 14 Å-Chlorite vor, vorwiegend Chamosite, z.T. auch Thuringite mit beträchtlichem Fe^{++}-Gehalt.
Pyrophyllit:	Tritt als Verdrängungsprodukt der detritischen Quarzkörner oder als kryptokristallines Gemisch mit Illit in der Matrix auf.
Wechsellagerungsstrukturen:	Neben einem Beispiel eines Rektorits (1:1 ML Paragonit/Montmorillonit) treten vor allem ML Paragonit/Phengit und Montmorillonit/Illit auf.

Auf Grund von Feldbeobachtungen und durch theoretische Überlegungen und Berechnungen konnten neben der bekannten Mineralneubildungs-Reaktion

$$\text{Kaolinit} + \text{Quarz} \rightarrow \text{Pyrophyllit} + H_2O$$

folgende, zur Bildung von Chlorit führende Reaktionen aufgestellt und diskutiert werden:

$$\text{Kaolinit} + \text{Goethit} \rightarrow \text{Chamosit} + \text{Quarz} + H_2O$$

und

$$\text{Kaolinit} + \text{Hämatit} + H_2 \rightarrow O\ \text{Chamosit} + \text{Quarz} + O_2$$

INHALTSÜBERSICHT

1. Einleitung 43

2. Die Vorkommen der siderolithischen Gesteine im Helvetikum 43

3. Siderolithische Gesteinstypen 44

3.1. Sandsteine 45
3.2. Tonschiefer 45
3.3. Eisenreiche Gesteine 45
3.4. Brekziengesteine 46

4. Mineralogische Untersuchungen 47
4.1. Zur Tonmineralogie der siderolithischen Gesteine 48
4.1.1. Illit 48
4.1.2. Chlorit 50
4.1.3. Pyrophyllit 50
4.1.4. Rektorit 52

5. Mineralogie siderolithischer Vorkommen aus dem Jura und aus Bohrungen des Mittellandes 54

6. Diagenese und schwache Metamorphose der siderolithischen Gesteine des Helvetikums 56
6.1. Mineralparagenesen und Mineralneubildungen 56
6.1.1. Mineralrekationen im System Fe-Al-Si-H-O 56
6.1.2. Mineralrekationen im Systen Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O 58
6.1.3. Die Herkunft des Illites 59
6.1.4. Zusammenfassende Bemerkungen zu den Mineralparagenesen. 60

6.2 Zuordnung der siderolithischen Gesteine des Helvetikums in die Metamorphose-Zonen 61
6.2.1. Strukturelle Erscheinungen 61
6.2.2. Illit-Kristallinität 61
6.2.3. Abgrenzung Kaolinit/Pyrophyllit 61
6.2.4. Schlussfolgerungen 62

Verdankungen 63

Appendix 63

Literaturverzeichnis 65

1. EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit stellt einen Auszug aus der im Dezember 1976 an der Universität Bern abgeschlossenen Inauguraldissertation mit dem Titel «Petrographie eozäner siderolithischer Gesteine des Helvetikums der Schweiz: Ihre Diagenese und schwache Metamorphose» dar. Die Arbeit befasste sich mit mineralogischen und geochemischen Untersuchungen siderolithischer Gesteine, wobei neben den im Zentrum stehenden Gesteinen aus dem schweizerischen Helvetikum auch Vergleichsproben aus siderolithischen Gesteinen des Juras und aus Bohrungen des Mittellandes und des Voralpengebietes herangezogen wurden.

Mit der Bezeichnung «Siderolithikum» oder «siderolithische Gesteine» sind die eisenhaltigen, sandig bis tonigen Gesteine gemeint, welche, dem Eozän angehörend, im Kontakt mit dem Mesozoikum auftreten können. (Der Ausdruck wird als Formationsbegriff verwendet und dies in Ermangelung einer zutreffenderen Bezeichnung, da leider weder die in der Literatur oft verwendete Bezeichnung «Siderolithikum» noch der analoge Ausdruck «Bohnerzformation» oder eine sonstige Bezeichnung der betreffenden Gesteine im Stratigraphischen Lexikon der Schweiz enthalten ist.) Da unsere Gesteine meistens keine Fossilien enthalten, ist eine genauere altersmässige Zuordnung nur selten möglich. Dort wo sie aber auf Grund von Fossilfunden datierbar sind, ergeben sie praktisch immer ein mitteleozänes Alter, dies sowohl im Jura als auch im Helvetikum.

2. DIE VORKOMMEN DER SIDEROLITHISCHEN GESTEINE IM HELVETIKUM

Die untersuchten siderolithischen Gesteine des Helvetikums liegen am Nordrand der Alpen, auf einer NE-SW verlaufenden Linie zwischen dem oberen Reusstal bei Altdorf und der westlichen Landesgrenze bei Champéry (Val d'Illiez).

Tektonisch betrachtet treten die betreffenden Gesteine im Osten im Autochthon und in den parautochthonen Schuppen des Aarmassivs auf, während sie gegen Westen zu auf die helvetischen Decken übergreifen (Doldenhorn-, Diablerets-, Wildhorn- und Morcles-Decke).

Das siderolithische Material kann in Form von Infiltrationen, Taschen und Nestern in die liegenden Gesteine eingedrungen sein und diese bis zur brekziösen Ausbildung auflockern, es kann aber auch zwischen dem Liegenden und den jüngeren, transgressiven Gesteinen Schichten und Bänke bilden.

Das Liegende der siderolithischen Gesteine kann durch alle Stufen der helvetischen Schichtreihe zwischen unterem Valanginien und Turon gebildet

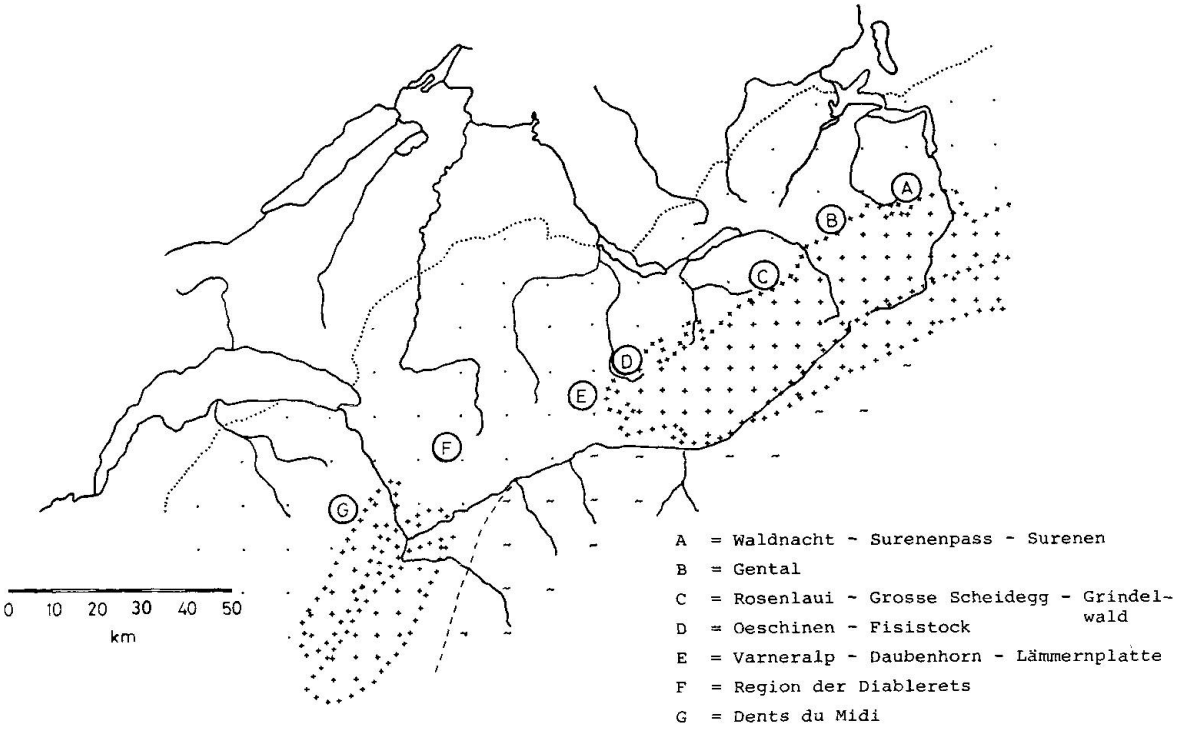


Abb. 1 Skizze der Lokalitäten mit siderolithischen Vorkommen aus dem Helvetikum.

werden. Oehrlikalke des Valanginien finden wir im östlichen Abschnitt, während ganz im Westen Siderolithikum auf Seewerkalken des Turons anzutreffen ist. Normalerweise bleibt das Liegende über grössere Distanz konstant.

Als Hangendes transgredieren meistens marine Nummulitenschichten des Obereozäns oder Brackwassergesteine über die Festlandprodukte. Für die eozänen siderolithischen Gesteine des Helvetikums ist ein grosser Wechsel der Ausbildungsformen im Aufschlussbereich, jedoch Einheitlichkeit in ihrem Auftreten über grössere Räume charakteristisch.

3. SIDEROLITHISCHE GESTEINSTYPEN

Drei Hauptkomponenten sind am Aufbau der siderolithischen Gesteine beteiligt: Sand- und Tonanteile sowie Eisenverbindungen. Die Gesteine lassen sich daher lithologisch in folgende Gesteinstypen unterteilen:

Sandsteine -	rote Sandsteine
	grüne Sandsteine
Tonschiefer -	rote Tonschiefer
	grüne Tonschiefer
eisenreiche -	ohne Pisolithe
Gesteine	mit Pisolithen
Brekziengesteine	

Neben den reinen Ausbildungsformen dieser Gesteinstypen können selbstverständlich beliebig zusammengesetzte Übergangs- und Mischgesteine auftreten.

3.1 Sandsteine

Sowohl bei den roten als auch bei den grünen Sandsteinen liegen detritische Quarzkörner in einer kryptokristallinen, hauptsächlich aus Tonmineralien zusammengesetzten Grundmasse. Die Quarzkörner nehmen 50–70% des Gesteinsvolumens ein. Auf Grund der Korngrösse der Quarzkörner (ca. 0,05 mm) und der Verteilung Sand-Ton-Karbonat haben wir nach der Klassifikation von FUECHTBAUER (1970) grobsiltige Tonsandsteine vorliegend.

Bei den roten Sandsteinen ist die tonige Grundmasse von kleinen Hämatitkörnern durchsetzt, welche sich zu grösseren Ansammlungen anhäufen können. Bei den grünen Sandsteinen fällt der Hämatit vollständig weg, die detritischen Quarzkörner liegen in einer vorwiegend tonigen Matrix.

3.2. Tonschiefer

Auch bei den Tonschiefern lässt sich wieder eine rote Varietät von einer grünen unterscheiden. Bei beiden Ausbildungen liegen detritische Quarzkörner (sie nehmen hier nur etwa 30% des Gesteinsvolumens ein) in einer vorwiegend tonigen Matrix. Typisch sowohl für die roten als auch für die grünen Tonschiefer ist, dass sie sich oft «seifig» anfühlen. Nach der Klassifikation von Fuechtbauer haben wir es mit sandigen bis stark sandigen Tonen zu tun, wobei die Sandpartikel in grobsiltiger Fraktion vorliegen.

Bei den roten Tonschiefern tritt wiederum als zusätzliche Komponente der Matrix Hämatit auf. In den grünen Tonschiefern sind die ursprünglich vorhanden gewesenen detritischen Quarzkörner oft randlich oder vollständig durch ein Hellglimmermineral verdrängt (s. Abschnitt 4.1.3.).

3.3. Eisenreiche Gesteine

Die eisenreichen Gesteine zeichnen sich durch ihr sehr hohes spezifisches Gewicht aus, sie zeigen meistens eine stark rot-braun gefärbte Verwitterungskruste. Viele zeigen im frischen Bruch eine stark dunkelgrüne Farbe, die meisten enthalten die typischen, leicht langgezogenen Pisolithe. Auch in den eisenreichen Gesteinen lassen sich detritische Quarzkörner und Tonmineralien feststellen, ihr Anteil ist jedoch stark zurückgegangen und der Hämatit nimmt 30%

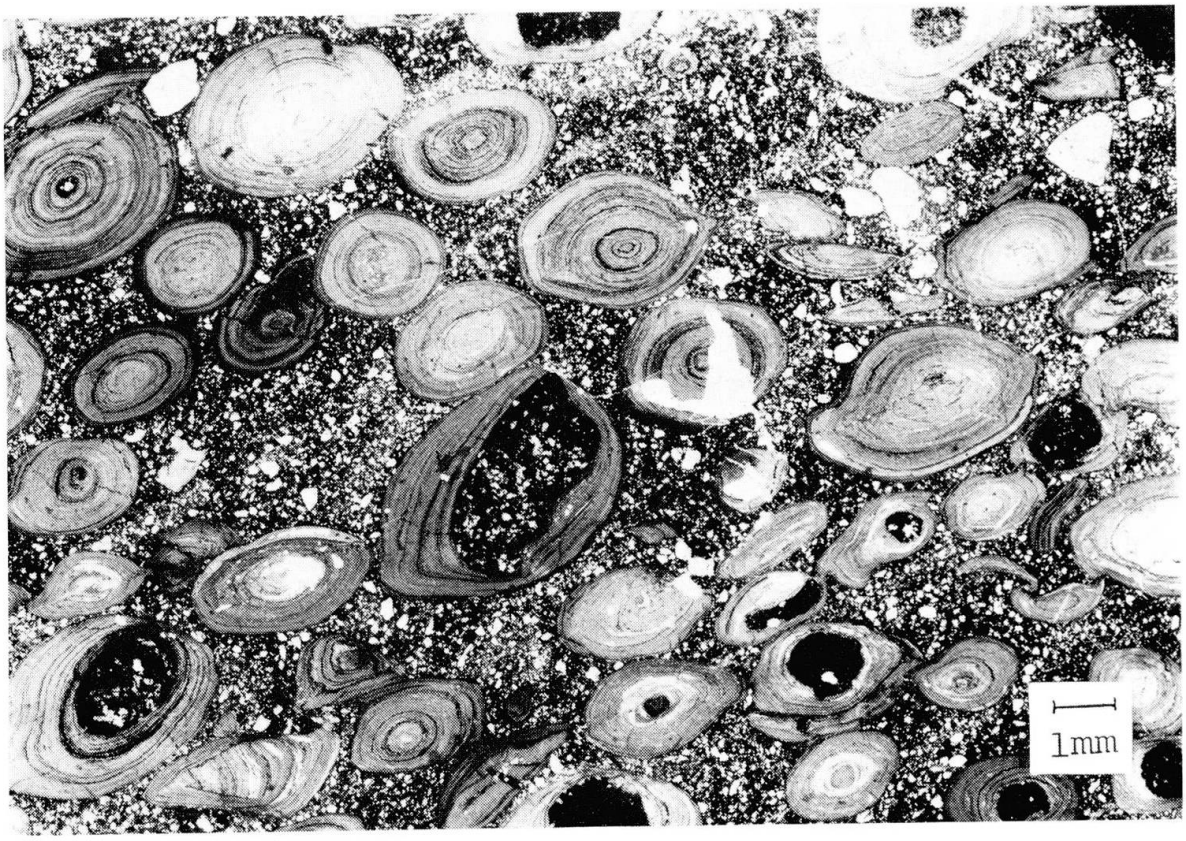


Abb. 2 Dünnschliffaufnahme von BW 473 (La Chaux d'Anthèmes). Die in einer Matrix aus Hämatit, detritischen Quarzkörnern und tonigem Material liegenden Pisolithe sind leicht ausgelängt, sie bestehen zur Hauptsache aus Chamosit und zeigen teilweise einen Hämatit-Kern. Neben gut erhaltenen Pisolithen sind auch solche mit abgerissenen Schalenteilen zu erkennen.

und mehr des Gesteinsvolumens ein. Während die eisenreichen Gesteine ohne Pisolithe eine seltenere Erscheinung darstellen, haben wir in den Gesteinen mit Pisolithen die «alpinen» Bohnerzvertreter vorliegen.

Typische Ausbildungen dieser Gesteine, welche früher auch im Gebiet des Helvetikums abgebaut wurden, treffen wir am Schlossberg, am Fisistock, im Gebiet Daubenhorn-Lämmernplatte, am Col des Essets und am Fuss der Dents du Midi an.

Im Rahmen dieser Ausführungen würde es zu weit führen, die Entstehung dieser Gebilde zu besprechen. Es handelt sich hier jedoch nicht um Ausbildungsformen eines bewegten Milieus, wie sie die meisten oolithischen Gesteine darstellen, sondern vielmehr um eine Bodenbildung, hervorgerufen durch zirkulierendes (Regen-)Wasser.

3.4. Brekziengesteine

Bei den für das Siderolithikum typischen Brekziengesteinen befinden sich grosse Kalkkomponenten, meistens aus dem Liegenden stammend, in einer

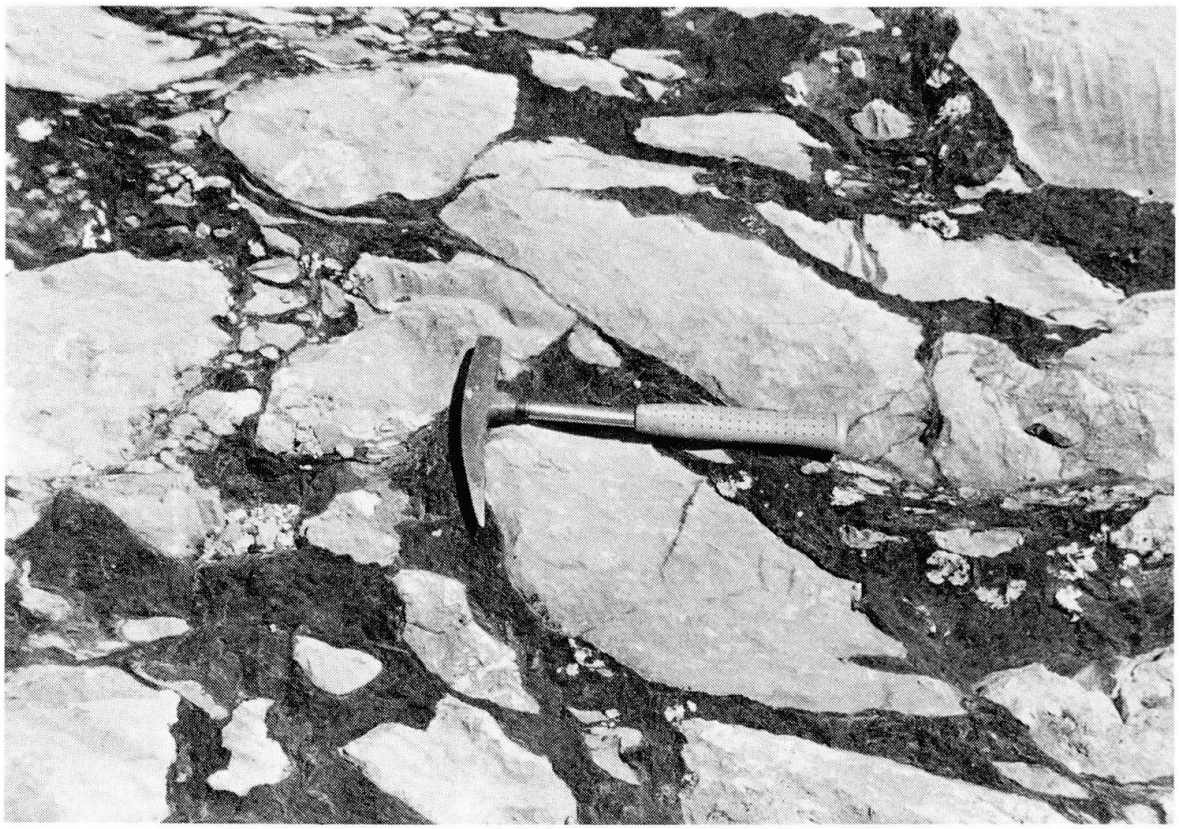


Abb. 3 Grosse, unregelmässig begrenzte brekziöse Komponenten aus hellem Kalk liegen in einer dunkelroten, sandigen Grundmasse.
Siderolithische Brekzie von Breitlauenen am Fusse des Mettenbergs.

Grundmasse aus tonigem oder sandigem Material. Die ton- oder Sandsteinmatrix entspricht in ihrer Zusammensetzung den reinen Tonschiefern oder Sandsteinen. Das berühmteste Brekziengestein stellt wohl der Grindelwaldner Marmor dar (WIELAND 1973, 1975), ein während des 19. Jahrhunderts während längerer Zeit abgebautes, buntfarbiges Gestein, welches zur Herstellung von Kamin- und Türeinfassungen, Säulen und Möbelplatten verwendet wurde.

4. MINERALOGISCHE UNTERSUCHUNGEN

Die wechselnden Gehalte an Quarz, Karbonat und Hämatit in unseren Gesteinen sind wohl verantwortlich für die Namengebung der einzelnen Gesteinstypen, die Mineralien selber erweisen sich jedoch als kaum geeigne, um in weiteren Untersuchungen neue Resultate zu liefern. Anders verhält es sich jedoch mit einer weiteren Hauptkomponente, dem Tonanteil. Röntgenographische Untersuchungen der Fraktion $<2\mu$ und auch chemische Untersuchungen an einzelnen Tonmineralien bilden denn auch einen wesentlichen Teil dieser Arbeit und ergaben einige recht interessante Resultate.

4.1. Zur Tonmineralogie der siderolithischen Gesteine

In der Tafel I haben wir eine Übersicht der Zusammensetzung der Fraktion $< 2\mu$ der untersuchten Proben aus dem Helvetikum. Wir sehen hier, dass Chlorit und Illit die Hauptkomponenten dieser Fraktion darstellen, daneben können aber auch Pyrophyllit, Kaolinit, Paragonit und verschiedene Wechsellagerungsstrukturen, so Rektorit, Mixed-Layer Paragonit/Phengit und Mixed-Layer Illit/Montmorillonit, auftreten. Einige Illite und Chlorite konnten in sehr reiner Ausbildung separiert werden, was eine chemische Mineralanalyse und die Berechnung der Strukturformeln ermöglichte.

4.1.1. ILLIT

In Tabelle 1 sind die chemischen Analysen zweier Illite aus siderolithischen Gesteinen des Helvetikums einem Durchschnittswert aus 24 Illit-Analysen aus WEAVER & POLLARD (1973) gegenübergestellt.

	Analysenresultat		korrigiert für Verunreinigungen, umgerechnet auf 100%		Durchschnittsanalyse von 24 Illiten nach WEAVER & POLLARD
	BW 356	BW 394	BW 356	BW 394	
SiO_2	57,3	53,2	51,5	50,9	49,8
Al_2O_3	8,0	12,8	11,1	17,0	26,3
Fe_2O_3	11,9	12,4	8,2	6,3	4,3
FeO	7,8	4,4	10,8	5,9	0,6
MgO	3,0	2,6	4,1	3,5	2,8
CaO	0,3	0,4	0,1	0,2	0,3
Na_2O	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2
K_2O	4,8	6,2	6,6	8,2	7,0
MnO	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-
TiO_2	0,4	0,6	0,0	0,0	0,4
P_2O_5	0,2	0,2	0,0	0,0	-
H_2O^+ *)	5,5	5,8	7,6	7,8	7,1
H_2O^-	0,8	1,2	0,0	0,0	1,5
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,3

Verunreinigungen:	BW 356	BW 394
Quarz	20%	15%
Hämatit	6%	7,6%
Anatas	0,43%	0,62%
Apatit	0,43%	0,47%

Tab. 1 Chemische Analysenresultate von zwei Illiten, BW 356 und BW 394, gegenübergestellt einer Durchschnittsanalyse von 24 Illiten aus WEAVER & POLLARD (1973). Analytiker: E. Regli
*) Da für die Mineralanalysen nur sehr wenig Material zur Verfügung stand, konnte die H_2O^+-Bestimmung nicht durchgeführt werden. In den Analysenresultaten wurde für das Kristallwasser daher die Differenz der übrigen Analysensumme auf 100% eingesetzt.

Wir sehen, dass unsere Illite viel weniger Al enthalten, dafür aber einen beträchtlich höheren Eisengehalt als durchschnittliche Illite aufweisen. Dies wirkt sich natürlich auch in der Strukturformel entsprechend aus:

	BW 356		BW 394		WEAVER & POLLARD	
Si	7,49	8,00	7,23	8,00	6,81	8,00
Al^{IV}	0,51		0,77		1,19	
Al^{VI}	1,39	4,48	2,12	4,22	3,06	4,15
Fe^{3+}	0,89		0,67		0,45	
Fe^{2+}	1,31		0,69		0,07	
Mg	0,89		0,74		0,57	
Ca	0,02	1,24	0,02	1,58	0,09	1,38
K	1,22		1,50		1,23	
Na			0,06		0,06	

Ladungsberechnung nach FOSTER (1956):

	BW 356		BW 394	
Tetraederschicht	- 0,51	- 1,27	- 0,77	- 1,54
Oktaederschicht	- 0,76		- 0,77	
Kationen		1,24		1,58

Tab. 2 Strukturformeln (berechnet auf der Basis von 22 [0]) und Ladungsberechnung von zwei Illiten: BW 356 und BW 394.
Die Ladungsberechnung erfolgte nach der Methode von FORSTER (1956).

Die Besetzung der Oktaederschichten weist auf eine teilweise trioktaedrische Tendenz hin. Ladungsberechnungen aufgrund dieser Strukturformeln zeigen uns, dass die einzelnen Schichtpakete eine ausgeglichene Ladungsbilanz aufweisen.

Auf dem Diffraktometer und mittels Guinier-Kamera wurden die Röntgendaten der beiden Illite wie folgt bestimmt:

	BW 356	BW 394
d (001)	9,940 ± 0,002 Å	9,951 ± 0,002 Å
d (060)	1,511 Å	1,512 Å

Diese Werte stimmen mit den durchschnittlichen Werten für dioktaedrische Illite gut überein.

Da das vorhandene Eisen zu grosse Untergrundimpulse bewirkte, konnte die Modifikation der beiden Illite nicht bestimmt werden.

Auch im Diffraktogramm zeichnen sich die beiden Proben als ausserordentliche Vertreter der Illite aus. Das Verhältnis der «peak»-Höhen 001/002, das normalerweise etwa 2:1 beträgt, hat sich hier zu Gunsten des 001-Reflexes auf 5:1 vergrössert.

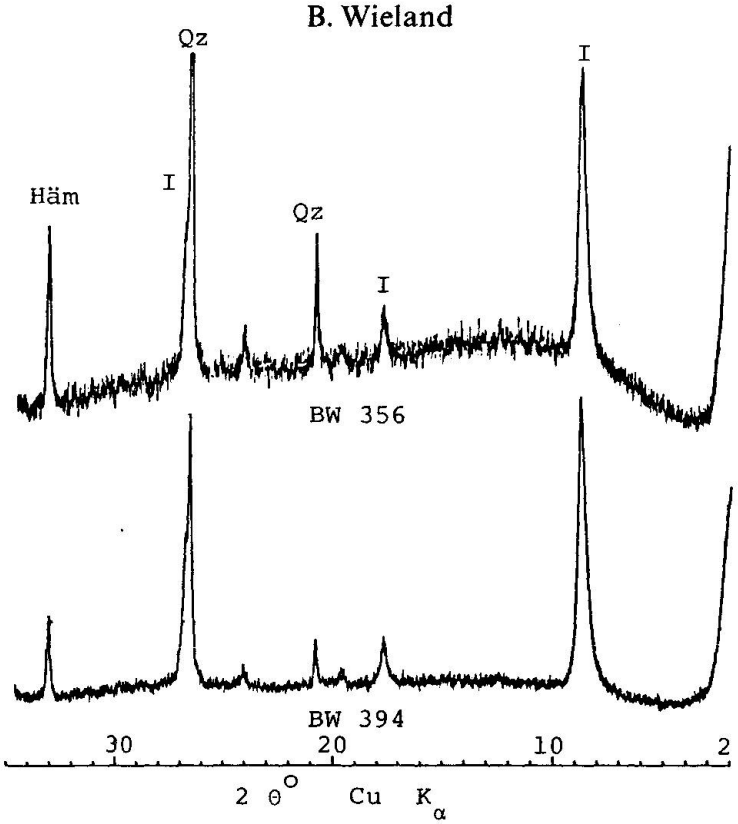


Abb. 4 Röntgendiagramme der Fraktion <2μ, luftgetrocknet, der Proben BW 356 und BW 394. (I = Illit, Qz = Quarz, Häm = Hämatit)

4.1.2. Chlorit

Von vier Chloriten konnten chemische Mineralanalysen ausgeführt und die Strukturformeln berechnet werden.

Die röntgenographischen Untersuchungen der Chlorite ergaben, dass es sich bei BW 431a und BW 425 um 14 Å-Chamosite handelt, während BW 476 den Thuringiten zuzuordnen ist.

Auch in der Strukturformel ist der Thuringit klar an seinem erhöhten Mg-Gehalt erkennbar. Eine Besonderheit bildet die Probe BW 476, die sich schon durch ihren niedrigen Si-Gehalt auszeichnet: Während sie auf dem Guinier-Film eindeutig als Chamosit zu identifizieren ist, fällt die Darstellung im Diagramm nach HEY (1954) ins Feld der Thuringite.

Die auf dem Diffraktometer bestimmten d-Werte ergaben folgende Resultate:

	BW 425	BW 431a	BW 476	BW 482
d (001)	14,049 ± 0,002 Å	14,086 ± 0,003 Å	14,095 ± 0,006 Å	14,102 ± 0,003 Å
d (060)	1,557 Å	1,557 Å	1,559 Å	1,553 Å

4.1.3. Pyrophyllit

Durch eine semiquantitative Untersuchung auf der Elektronenmikrosonde der Universität Basel konnte im Handstück BW 426 (Fundort Scharmadbänder/Gental) eine randliche Verdrängung der Quarzkörner durch Pyrophyllit nachgewiesen werden.

	Analysenresultat				korrigiert für Verunreinigungen umgerechnet auf 100%			
	BW 425	BW 431a	BW 476	BW 482	BW 425	BW 431a	BW 476	BW 482
SiO_2	34,5	39,2	20,5	21,8	26,4	28,0	17,1	22,8
Al_2O_3	21,9	19,4	16,2	21,8	25,1	22,6	17,8	22,8
Fe_2O_3	6,0	6,2	20,3	2,6	7,3	8,1	22,4	2,7
FeO	25,9	21,7	23,4	33,4	31,3	28,2	25,8	34,8
MgO	1,4	1,1	1,5	4,8	1,7	1,4	1,6	5,0
CaO	0,4	0,3	0,8	0,4	0,0	0,0	0,5	0,0
Na_2O	0,1	0,4	0,1	0,0	0,1	0,4	0,1	0,0
K_2O	0,2	0,4	0,1	0,2	0,2	0,0	0,1	0,2
MnO	0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,1	0,0	0,4	0,0
TiO_2	1,5	1,0	1,3	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0
P_2O_5	0,4	0,2	0,3	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0
H_2O^+ *)	6,5	8,9	12,8	11,3	7,8	11,2	14,2	11,9
H_2O^-	1,1	1,2	2,4	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0
	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	99,9	100,0	100,0

Verunreinigungen:	BW 425	BW 431a	BW 476	BW 482
Quarz	10%	15%	5%	-
Anatas/Rutil	1,5%	1%	1,3%	2,4%
Apatit	0,8%	0,5%	0,6%	0,8%
Illit	-	5%	-	-
Pyrophyllit	4%	-	-	-

Tab. 3 Chemische Analysenresultate von vier Chloriten: BW 425, BW 431 a, BW 476, BW 482
Analytiker E. Regli.
*) = Differenz auf 100% (s. Erläuterung Tabelle 1)

	BW 425		BW 431a		BW 476		BW 482	
Si	5,51	8,00	5,97	8,00	4,13	8,00	5,06	8,00
Al^{IV}	2,49		2,03		3,87		2,94	
Al^{VI}	3,66	10,90	3,65	10,61	1,19	11,34	3,06	11,72
Fe^{3+}	1,15		1,31		4,07		0,47	
Fe^{2+}	5,44		5,04		5,20		6,49	
Mg	0,52		0,44		0,59		1,66	
K	0,06				0,03		0,04	
Na	0,06		0,17		0,06			
Mn	0,01				0,07			
Ca					0,13			

Tab. 4 Strukturformeln (berechnet auf der Basis von 28 [0]) von vier Chloriten.

Anlässlich derselben Untersuchung liess sich auch feststellen, dass in der Matrix ein kryptokristallines Gemisch aus Pyrophyllit und Illit vorliegt.

Da der Pyrophyllit eine kaum variierende chemische Zusammensetzung zeigt, wurde auf weitere chemische Analysen dieses Minerals verzichtet. Auf

0,02mm

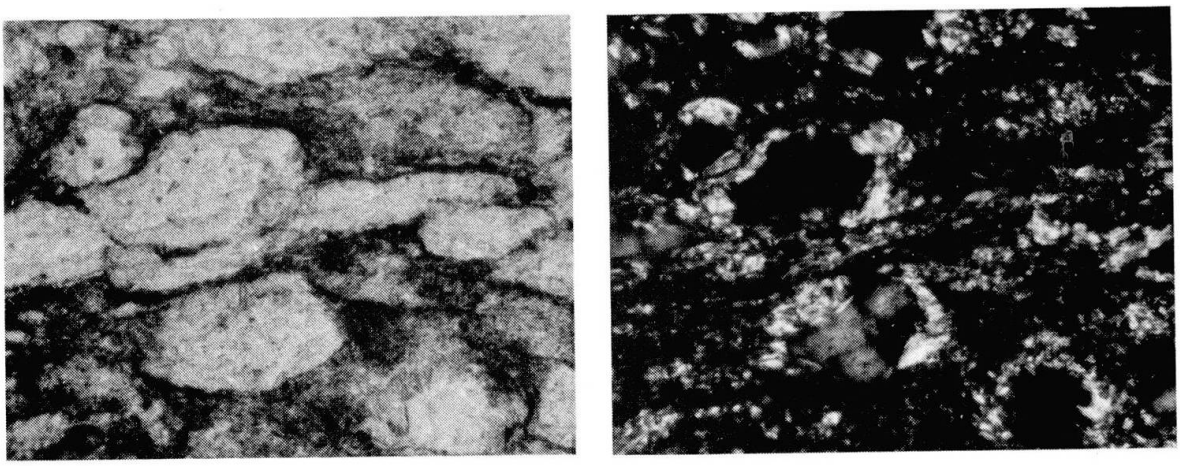


Abb. 5 Randliche Verdrängung von detritischen Quarzkörnern durch Pyrophyllit im Dünnschliff BW 426. Die Abbildung links wurde bei einfach polarisiertem Licht aufgenommen, bei der Abbildung rechts waren die Polarisatoren gekreuzt.

dem Diffraktometer wurden dagegen die 002-Reflexe und auf dem Guinier-Film die 006-Reflexe bestimmt.

	d (002)	d (060)
BW 349	9,200 ± 0,001 Å	1,486 Å
BW 363	9,191 ± 0,001	1,485
BW 426	9,195 ± 0,002	1,491
BW 470	9,194 ± 0,001	1,492
BW 484	9,197 ± 0,001	1,491
BW 486	9,195 ± 0,002	1,492
BW 489	9,198 ± 0,001	1,492
Durchschnitt	9,196 ± 0,001 Å	1,490 Å

Tab. 5 d-Werte für den 002- und den 060-Reflex verschiedener Pyrophyllite aus siderolithischen Gesteinen des Helvetikums.

4.1.4. Rektorit

Ein einziges Vorkommen von Rektorit konnte in einem gelblichen, sich «seifig» anfühlenden Tonschiefer mit kleinen dunkelgrünen Knötchen festgestellt werden (Fundort: N-Wand des kleinen Wellhorns, 654600/168800, Höhe 2250 m).

Rektorit, früher auch Allevardit genannt, ist ein regelmässiges Wechsellagerungsmineral, zusammengesetzt aus glimmerartigen (nicht quellbaren) und Montmorillonit-Schichten (quellbar). Die glimmerartigen Schichten wurden von KODAMA (1966) und HENDERSON (1971) als Paragonit-Schichten bestimmt.

Da es sich beim Rektorit doch um eine seltenere Erscheinung handelt, sind in der folgenden Tabelle die Röntgendaten der Probe BW 499 den Analysen verschiedener anderer Autoren gegenübergestellt.

	lufttrocken	Aethylenglykol	geheizt
Bradley	23,95	26,46 ± 0,02	19,5 ± a)
Kodama	23,87 ± 0,17		19,3 a)
Brown & Weir	24,9	26,5	19,6 a)
Brindley	24,62 ± 0,05	26,47 ± 0,06	19,09 ± 0,02 b)
Henderson	25,34	26,60	19,6 c)
Wieland	21,92	26,61	19,3 d)

a = 600°C
b = 450°C
c = 500°C
d = 550°C

Tab. 6 Zusammenstellung der Basisreflexe d(001) von Rektorit aus Arkansas (BRADLEY), Pakistan (KODAMA), Utah (HENDERSON, BROWN & WEIR) und Frankreich (BRINDLEY) nach HENDERSON (1971) ergänzt durch Resultate von BW 499.

In der folgenden Abbildung sind die auf dem Diffraktometer bestimmten Röntgendiagramme des Rektorits BW 499 festgehalten.

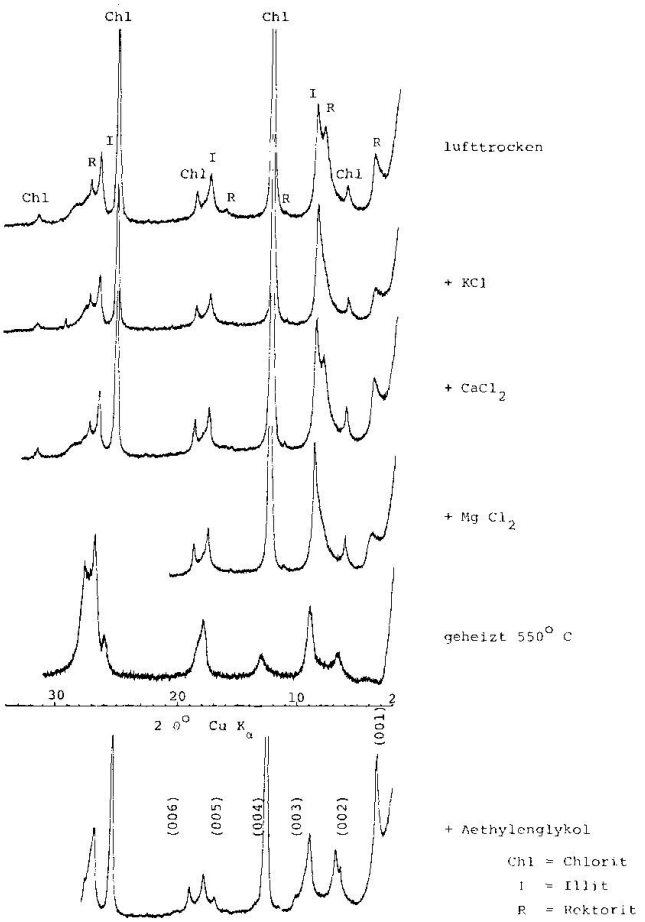


Abb. 6 Röntgendiagramme der Fraktion <2 μ der Probe BW 499. Das unterste Diagramm (+ Aethylenglykol) ist indiziert für die Basisreflexe des Rektorits.

Die Röntgendaten der Fraktion <2 μ ergeben also ein regelmässiges Wechsellagerungsmineral Paragonit/Montmorillonit = Rektorit im Verhältnis 1:1 und die folgenden d(001)-Werte:

Luftgetrocknet:	21,92 Å	9,6 Å 12,32 Å	Paragonit Montmorillonit
Abgesättigt mit Aethylenglykol:	26,61 Å	9,6 Å 17,01 Å	Paragonit Montmorillonit
geheizt (550 °C):	19,2 Å	9,6 Å 9,6 Å	Paragonit «Montmorillonit»

5. MINERALOGIE SIDEROLITHISCHER VORKOMMEN AUS DEM JURA UND AUS BOHRUNGEN DES MITTELLANDES

Um die aus der Untersuchung helvetischer siderolithischer Gesteine gewonnenen Erkenntnisse im Hinblick auf allfällige, durch die Metamorphose bedingte Veränderungen richtig zu deuten, erwies es sich als zweckmässig, Vergleichsgesteine aus dem Jura und aus Bohrungen des Mittellandes und des Voralpengebietes heranzuziehen.

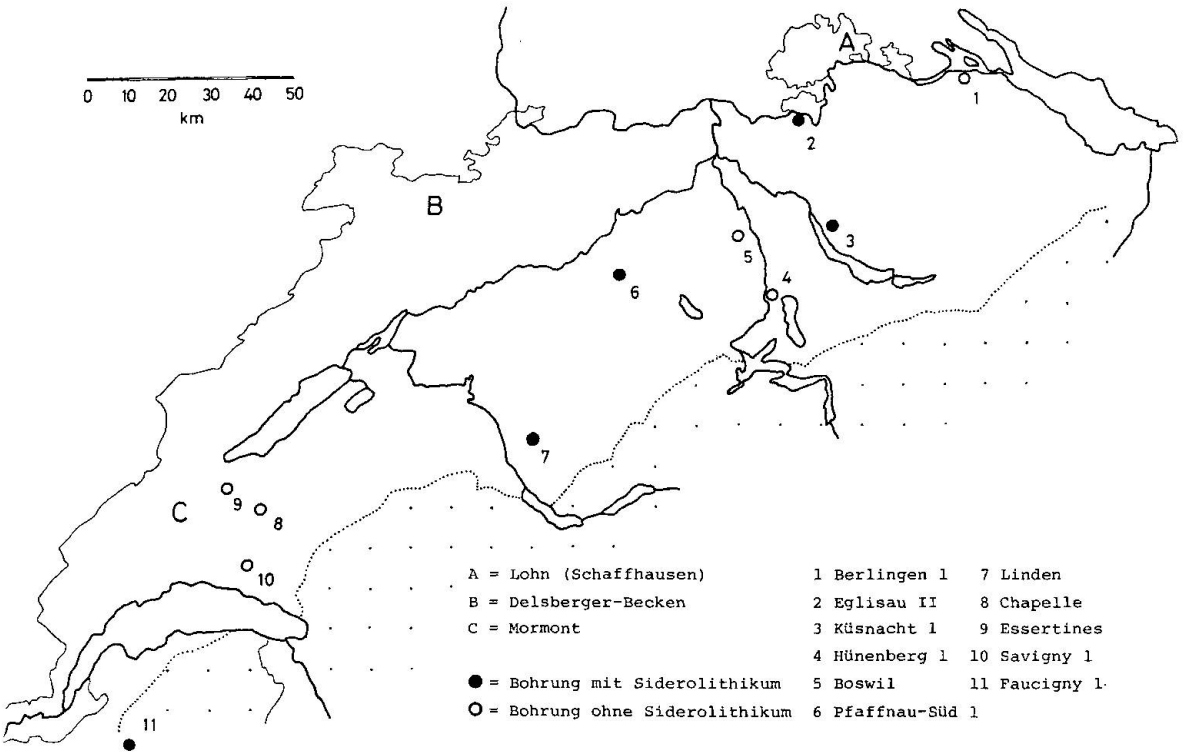


Abb. 7 Lokalitäten der in dieser Arbeit behandelten siderolithischen Vorkommen des Juras und der Bohrungen im Mittelland und Voralpengebiet.

Bei verschiedenen Vorkommen konnte dabei auf die vorhandene Literatur zurückgegriffen werden, so für allgemeine und tonmineralogische Angaben von Lohn (HOFMANN 1958, 1960) und des Mormonts (VERNET 1963). Die Literatur zu den Bohrungen stammt bei Eglisau II von CADISCH (1959) und EPPRECHT (1963), bei Küsnacht I von BÜCHI (1961) und EPPRECHT (1963) und bei Pfaffnau Süd 1 von BÜCHI et al (1965) und LEMCKE (1968). Material aus Bohrungen wurde mir freundlicherweise zur Verfügung gestellt durch Dr. Büchi (Küsnacht, Pfaffnau Süd 1), Dr. Zimmermann von der Pétroles d'Aquitaine Berne SA (Linden) und von der ESSO-France (Faucigny).

Bei den Proben aus dem Delsberger-Becken, vom Mormont und speziell in der Bohrung Küsnacht lagen pisolithische Gebilde vor, deren Struktur recht genau mit derjenigen der Pisolithe aus dem Helvetikum übereinstimmte.

In der Tabelle 7 haben wir die qualitative Zusammensetzung der Tonmineralkomponente sowie die Zusammensetzung des Eisenoxydes für die Proben aus dem Jura und aus den Bohrungen zusammengestellt.

		Tonmineralien	Eisenoxyd
JURA			
Lohn (Schaffhausen)		Kaolinit	Goethit
Delsberger-Becken		Kaolinit, z.T. Montmorillonit	Goethit
Mormont		Kaolinit, Montmorillonit, z.T. Illit (Chlorit)	Goethit, Hämatit
BOHRUNGEN			
	Teufe		
Eglisau	240m	Kaolinit	Goethit, z.T. Hämatit
Küsnacht	2660m	Kaolinit, (Illit)	Goethit, Hämatit
Pfaffnau	1200m	Kaolinit, Montmorillonit, (Illit)	Goethit, Hämatit
Linden	4340	Kaolinit, Illit, z.T. Chlorit, (Rektorit)	Hämatit, Goethit
Faucigny	2430m	Illit, Chlorit, z.T. ML Illit/Montmorillonit	z.T. Hämatit

Tab. 7 Zusammenstellung der qualitativen Zusammensetzung der Tonmineralkomponente und der Zusammensetzung des Eisenoxydes aus Proben des Juras und aus Bohrungen des Mittellandes und des Voralpengebietes. Bei den Bohrungen ist die mittlere Teufe des siderolithischen Vorkommens angegeben.

Ein Vergleich mit den Proben aus dem Helvetikum zeigt uns, dass der Pyrophyllit nur im Helvetikum auftritt, was mit wenigen Ausnahmen auch für den Chlorit der Fall ist.

6. DIAGENESE UND SCHWACHE METAMORPHOSE DER SIDEROLITHISCHEN GESTEINE DES HELVETIKUMS

6.1. Mineralparagenesen und Mineralneubildungen

In der Fraktion $<2\mu$ unserer Gesteine konnten folgende zwei Hauptparagenesen unterschieden werden:

a) Chlorit-Illit-ML Illit/Montmorillonit-Kaolinit (BW 468)
b) Chlorit-Illit-ML Illit/Montmorillonit-Pyrophyllit-ML Paragonit/Phengit-Paragonit (BW 440)

Meistens sind von diesen beiden Typen nur Teilparagenesen vorhanden. Diese Teilparagenesen können sowohl in Gesellschaft von Hämatit als auch unter dessen Abwesenheit existieren. An Stelle von Hämatit konnte in einigen Proben auch Goethit festgestellt werden. Es lässt sich jedoch nicht mit Sicherheit sagen, ob es sich hier um ein primäres Mineral handelt oder ob eine, auf die Verwitterung von Hämatit zurückzuführende, sekundäre Bildung vorliegt. Quarz ist in wechselnder Menge in allen Proben vorhanden.

Zur weiteren Untersuchung der Mineralien der Paragenese b) wurden diese zwei verschiedenen chemischen Systemen zugeordnet. Bei den beiden, sich überlagernden Systemen handelt es sich um Fe-Al-Si-H-O und Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Diese beiden Systeme werden in der Folge nun getrennt untersucht.

6.1.1. MINERALREAKTIONEN IM SYSTEM Fe-Al-Si-H-O

Wie die vorangegangenen Resultate zeigten, handelt es sich beim Chlorit in den siderolithischen Gesteinen vorwiegend um Chamosit. Für das folgende Modell wurde daher die vereinfachte Formel eines Chamosites verwendet:

Wir finden im System folgende Phasen vor:

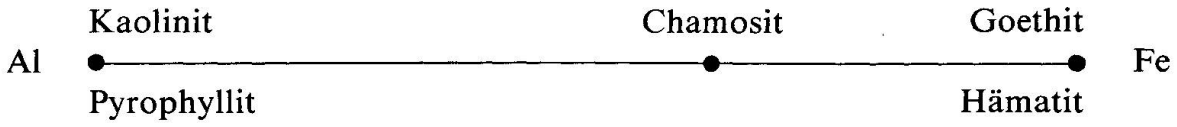
Kaolinit	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
Pyrophyllit	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$
Chamosit	$Fe_{4,5}Al_3Si_{2,5}O_{10}(OH)_8$
Goethit	$FeOOH$
Hämatit	Fe_2O_3

Der Pyrophyllit, ein typisches Neubildungsmineral der Anchizone, dürfte sich nach der bekannten Reaktion aus Kaolinit und Quarz gebildet haben.

Da in der Bohrung Küsnacht I pisolithische Gebilde aus Kaolinit und Hämatit bestehend auftraten, welche identische Strukturen wie die aus Chamosit und Hämatit bestehenden Pisolithe des Helvetikums aufweisen, lag

es nahe, auf Grund dieser Beobachtung auf eine Neubildung des Chamosites aus Kaolinit und Goethit/Hämatit zu schliessen.

Bei der Bildung der siderolithischen Gesteine waren Quarz, Wasser und Sauerstoff sicher im Überschuss vorhanden, wir können daher mit unseren fünf Mineralien ein entartetes Zweikomponentensystem (Al, Fe) mit je zwei singulären Phasen (Kaolinit/Pyrophyllit und Goethit/Hämatit) und einer indifferenten Phase (Chamosit) bilden:



In diesem System können theoretisch folgende Reaktionen auftreten:

1) 6 Kaolinit + 9 Hämatit + 4 $H_2O \rightarrow$ 4 Chamosit + 2 Quarz + $4^1/_2$ O_2
2) 6 Kaolinit + 18 Goethit $\rightarrow$ 4 Chamosit + 2 Quarz + 5 H_2O + $4^1/_2$ O_2
3) 6 Pyrophyllit + 9 Hämatit + 10 $H_2O \rightarrow$ 4 Chamosit + 14 Quarz + $4^1/_2$ O_2
4) 6 Pyrophyllit + 18 Goethit + 1 $H_2O \rightarrow$ 4 Chamosit + 14 Quarz + $4^1/_2$ O_2
5) 1 Kaolinit + 2 Quarz $\rightarrow$ 1 Pyrophyllit + 1 H_2O
6) 2 Goethit $\rightarrow$ 1 Hämatit + 1 H_2O

Untersuchungen zum Verlauf der Gleichgewichtskurve der Reaktion Nr. 6) wurden unter anderen von LANGMUIR (1971) durchgeführt. Er stellte dabei fest, dass der Verlauf der Kurve stark von der Korngrösse der beteiligten Minerale abhängig ist. Die Kurve verläuft jedoch auf alle Fälle unterhalb einer Temperatur von 150 °C. Da nach THOMPSON (1970) der Verlauf der Gleichgewichtskurve zur Pyrophyllitbildung oberhalb 300 °C verläuft (Reaktion Nr. 5), entfällt die oben aufgestellte Reaktion Nr. 4). Als in natürlichen Vorkommen realisierbar bleiben die fünf anderen Reaktionen übrig.

Unter der Annahme, dass die freies Wasser führenden Seiten der Reaktionen jeweils in den Bereich mit höherer Temperatur (Hochentropiebereich) zu liegen kommen, lässt sich nun ein P-T-Diagramm nach Schreinemakers konstruieren. Als einzige realisierbare Möglichkeit erweist sich dabei das Diagramm mit den zwei stabilen invarianten Punkten [Pyr] und [Goe].

Wir können feststellen, dass in unserem P-T-Diagramm die natürlich vorhandenen Paragenesen aus dem Jura (J) auf der linken Seite, diejenigen aus dem Helvetikum (H) auf der rechten Seite, also wie zu erwarten war im Bereich der höheren Temperatur, liegen.

In der Darstellung im μ-μ-Diagramm liegen die Paragenesen aus dem Jura im rechten, oberen Teil, diejenigen aus dem Helvetikum links unten. Der Übergang vom Jura ins Helvetikum, d.h. die zunehmende Metamorphose, bewirkt also eine Dehydrationsreaktion unter gleichzeitiger Abgabe von Sauerstoff.

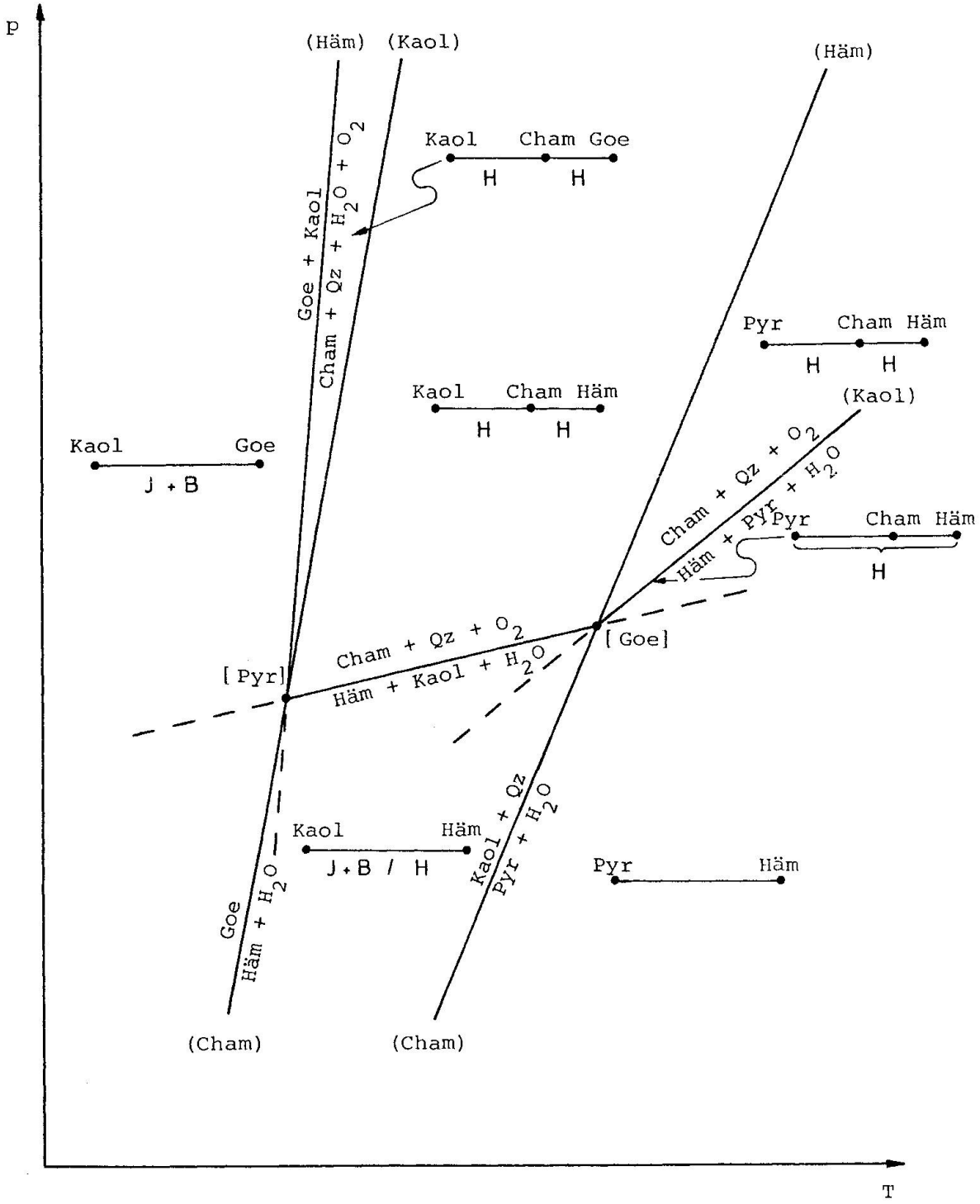


Abb. 8 P-T-Diagramm des Systems Fe-Al-Si-H-O. [Goe] und [Pyr] als stabile invariante Punkte. Das Diagramm bedingt einen festgelegten O_2-Partialdruck.

6.1.2. MINERALREAKTIONEN IM SYSTEM Na_2O-AL_2O_3-SiO_2-H_2O

Dieses von CHATTERJEE (1973) experimentell untersuchte System ergibt eine Veränderung der Wechsellagerungsstrukturen Paragonit/Na-Montmorillonit

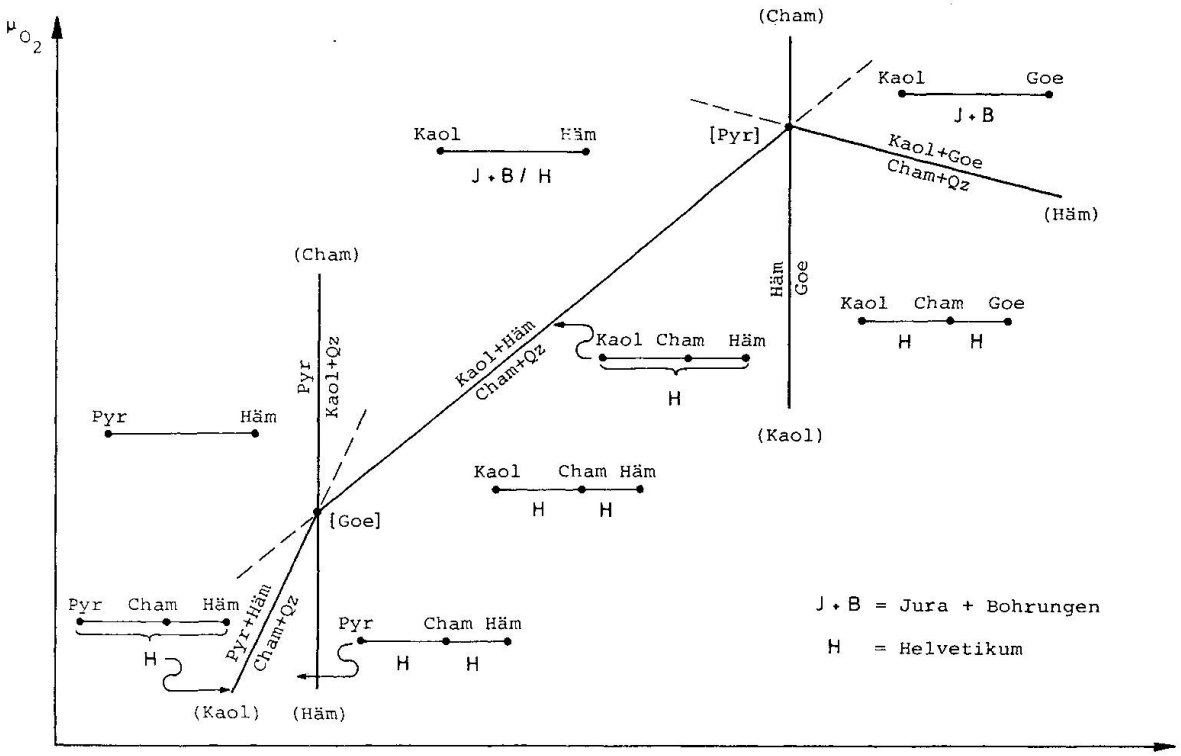


Abb. 9 μ_{H_2O}-μ_{O_2} Diagramm: [Goe] und [Pyr] stabil, [Cham] stabil im ∞; [Kaol] und [Häm] metastabil.

in Abhängigkeit von Temperatur und Zeit. Die Wechsellagerungsstrukturen stellen nach diesen Untersuchungen vorübergehende, metastabile Zustände dar. Mit zunehmender Temperatur oder mit zunehmender Zeit verändern sie sich zu Gunsten der stabilen Paragenese Paragonit+Quarz. Die untere Synthesetemperatur des Paragonites liegt auf Grund dieser Versuche um 310 °C.

In den eozänen siderolithischen Gesteinen aus dem Jura konnten nur die Ausgangskomponenten, Kaolinit und Montmorillonit, festgestellt werden, während in den Bohrungen mit zunehmender Tiefe Wechsellagerungsstrukturen (Illit/Montmorillonit) auftreten.

In den Gesteinen des Helvetikums sind wir der Endparagenese der Umwandlungsreihe (Paragonit+Quarz) schon sehr nahe. Neben Wechsellagerungsstrukturen Illit/Montmorillonit finden sich auch solche mit Paragonit/Phengit, daneben ist auch reiner Paragonit anzutreffen. Auch das Rektorit-Vorkommen (vgl. Abschn. 4.1.4.) ist in dieses System einzuordnen.

6.1.3. DIE HERKUNFT DES ILLITES

Der in der Fraktion $<2\mu$ der helvetischen siderolithischen Gesteine als Hauptkomponente vorkommende Illit könnte auf zwei Arten entstanden sein:

- Vordiagenetisch, während der Verwitterung oder ererbt aus Sedimenten.
- Während der Diagenese, als Reaktionsprodukt aus Kaolinit und Montmorillonit.

Da die Vergleichsproben aus dem Jura praktisch keinen Illit enthalten und er in den meisten Bohrungen noch nicht dieselbe Bedeutung hat wie im Helvetikum, ist anzunehmen, dass die Entstehung des Illites hauptsächlich auf diagenetische Vorgänge zurückzuführen ist.

6.1.4. ZUSAMMENFASSENDE BEMERKUNGEN ZU DEN MINERALPARAGENESEN

Der von verschiedenen Autoren (DUNOYER DE SEGONZAC 1969/1970, FREY 1970) im Verlaufe der Diagenese und schwachen Metamorphose pelitischer Gesteine erwähnte Übergang der Tonmineralien und Wechsellagerungsstrukturen zu den Endgliedern Illit, Chlorit und Paragonit, konnte auch in unseren Gesteinen festgestellt werden. Die drei erwähnten Mineralien bilden denn auch die Hauptkomponenten der siderolithischen Gesteine im Helvetikum. Neben diesen Endgliedern kommen aber praktisch immer auch noch Wechsellagerungsstrukturen aus dem Übergangsbereich vor. In Anlehnung an die Darstellung von DUNOYER DE SEGONZAC (1969/1970) ergänzt durch FREY (1978), kann die Genese der Mineralien in den helvetischen siderolithischen Gesteinen mit folgendem, vereinfachendem Diagramm festgehalten werden:

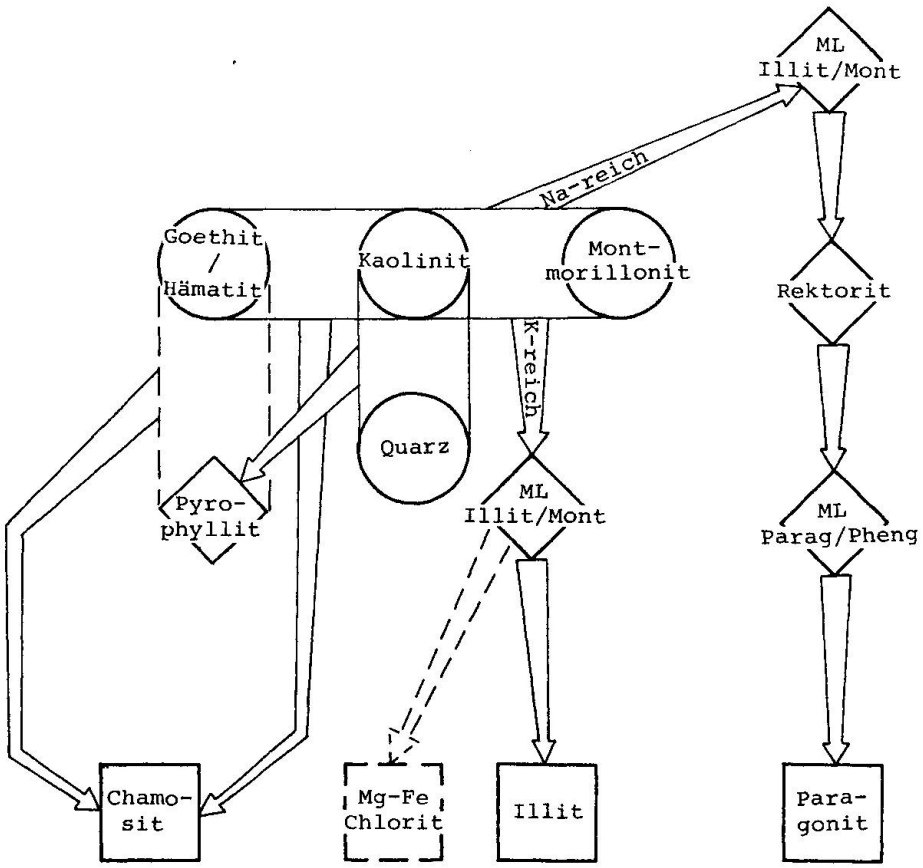


Abb. 10 Schematische Darstellung der Genese der Mineralien aus siderolithischen Gesteinen des Helvetikums.

6.2. Zuordnung der siderolithischen Gesteine des Helvetikums in die Metamorphose-Zonen

6.2.1. STRUKTURELLE ERSCHEINUNGEN

Auf Grund struktureller Erscheinungen in klastischen Sedimenten gliederten KOSSOVSKAIA & SHUTOV (1958) den Bereich der Diagenese und schwachen Metamorphose in vier Zonen auf. FREY (1970) verglich die vier Zonen anhand von Beispielen aus den Alpen mit den Werten für die Illit-Kristallinität nach KUEBLER (1967) und konnte folgende Parallelen feststellen:

Zone I entspricht Kristallinitätswerten > 7,5 mm. In der Anchizone, zwischen 7,5 und 4 mm, liegen die Zonen II und III, während die Zone IV mit dem Beginn der Epizone oder Werten < 4 mm zusammenfällt.

Die siderolithischen Gesteine des Helvetikums lassen sich auf Grund ihrer strukturellen Ausbildung in zwei regionale Bereiche unterteilen:

Im östlichen und mittleren Teil des untersuchten Gebietes (Autochthon und Doldenhorndecke) lassen sich Strukturen der Zone IV, z.T. auch solche der Zone III feststellen. Im westlichen Teil (besonders Morcles-Decke) lassen sich vorwiegend Merkmale der Zone III und auch solche der nicht leicht zu unterscheidenden Zone II sehen.

6.2.2. ILLIT-KRISTALLINITÄT

In der Tafel I sind die Werte der Illit-Kristallinität unserer Proben zusammengestellt. Auch hier liegen im östlichen und im mittleren Teil des Arbeitsgebietes die Werte zwischen 3 und 5 mm, wir befinden uns hier also im Grenzbereich zwischen Epi- und Anchizone. Die Werte des westlichen Teils zeigen zwar eine stärkere Streuung, sie sind jedoch eindeutig grösser (ca. 6 mm), wir befinden uns hier also im schwächeren Bereich der Anchizone.

6.2.3. ABGRENZUNG KAOLINIT/PYROPHYLLIT

Ein weiteres Kriterium zur Metamorphose unserer Gesteine stellt die Abgrenzung der Kaolinit- von der Pyrophyllit-Zone dar. Die Lage der univarianten Reaktionskurve zur Bildung von Pyrophyllit aus Kaolinit und Quarz ist, wenn $p > 1$ kb, in erster Linie abhängig von der Temperatur. Die Isoreaktionsgerade der beiden Minerale bildet also eine Isotherme. Es stellte sich heraus, dass die östlich gelegenen siderolithischen Vorkommen des Helvetikums Pyrophyllit aufweisen, gegen Westen zu tritt jedoch Kaolinit auf (s. Tabelle 8).

Eine Besonderheit stellt das Vorkommen von La Chaux d'Anthèmes, aus der Morcles-Decke, dar. Im gleichen Aufschluss, nicht aber im selben Handstück, konnte sowohl Kaolinit als auch Pyrophyllit gefunden werden. Analog zum Fundpunkt Nr. 4 der Arbeit über Chloritoid-Vorkommen von FREY & WIELAND (1975) scheint es sich hier um einen Punkt zu handeln, der direkt auf der Isograden liegt. Wichtig ist dabei, dass die kaolinithaltigen Proben auch Hämatit enthalten, also einem oxidierenden Milieu entstammen. Die pyrophyllithaltige Probe jedoch stammt aus einem grünen Gestein, also aus reduzierendem Milieu. Da im reduzierenden Milieu die Existenz einer zusätzlichen Gasphase angenommen werden kann, könnte die Erniedrigung des Wasser-Partialdruckes zu einer Erniedrigung der Gleichgewichtstemperatur geführt haben.

	Autochthon/Parautochthon Doldenhorn-Decke	Diablerets-Decke Wildhorn-Decke Morcles Decke
Strukturen	Zone (III) - IV	Zone II - III
Illit-Krist.	3 - 5	5 - 7
Pyrophyllit/ Kaolinit	Pyrophyllit	Kaolinit

Tab. 8 Zusammenstellung der Merkmale zur Metamorphose der siderolithischen Gesteine des Helvetikums.

6.2.4. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Auf Grund der vorgängig beschriebenen und in obenstehender Tabelle zusammengestellten Merkmale zur Metamorphose der siderolithischen Gesteine des Helvetikums lassen sich diese dem Grenzbereich Anchi-/Epizone zuordnen.

Im östlichen und mittleren Teil des Arbeitsgebietes (Autochthon/Parautochthon des Aarmassivs, Doldenhorn-Decke) befinden wir uns in der Beginnenden Epizone, auf Grund der Werte zur Illit-Kristallinität dürften hier Temperaturen zwischen 250–300 °C geherrscht haben, bei einem durch Abschätzung der ehemaligen Überlagerung berechneten Gesamtdruck von 2–3 kb. Da in den siderolithischen Gesteinen teilweise auch mergelige Ausbildungen vorkommen, die Brekziengesteine zudem immer Kalkkomponenten enthalten, dürfte am Gesamtdruck neben dem Wasserdruck auch noch eine CO_2-Gasphase beteiligt gewesen sein. Dadurch lässt sich die Bildung von Pyrophyllit bei den oben erwähnten, relativ niedrigen Temperaturen erklären.

Im westlichen Teil des Arbeitsgebietes (Diablerets-, Wildhorn-, Morcles-Decke) befinden wir uns noch in der Anchizone. Hier dürften Temperaturen im Bereich um 200 °C, höchstens bis gegen 250 °C, geherrscht haben.

Diese gegen Westen zu beobachtete, abgeschwächte metamorphe Überprägung hängt unter anderem auch damit zusammen, dass die siderolithischen Gesteine in verschiedenen tektonischen Einheiten auftreten, deren Gesteinsmaterial ursprünglich aus verschiedenen Nord-Süd-Lagen stammt. Innerhalb ein und derselben tektonischen Einheit konnten auf jeden Fall keine grundlegend unterschiedliche Merkmale der Metamorphose festgestellt werden.

Verdankungen

Ein spezieller Dank gilt meinen verehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. M. Frey, Herrn Prof. Dr. E. Niggli und Herrn Prof. Dr. Th. Hügi, welche diese Arbeit durch vielfältige Anregungen und wertvolle Kritik gefördert haben.

Danken möchte ich auch Herrn Prof. Dr. H. Schwander für Analysen auf der Mikrosonde der Universität Basel, sowie Frl. E. Regli für die Ausführung von chemischen Mineralanalysen.

APPENDIX

Fundortverzeichnis der Proben aus Tafel I

Lokalität	Probe Nr.	Koordinate	Höhe
Waldnachttal	BW 450	687500/187650	1710 m
	BW 451		
Schlossberg	BW 438	681800/185350	1730 m
	BW 439		
	BW 440		
Fürenalp	BW 447	678800/185350	
Scharmadbänder	BW 422	668600/178500	2250 m
	BW 425		
	BW 426		
	BW 431 a		
	BW 432		
Arnialp	BW 411	662100/175400	1680 m
	BW 412		
	BW 413		
Ochsental	BW 505	656700/169800	2140 m
	BW 506		
	BW 507		
	BW 508		

Lokalität	Probe Nr.	Koordinate	Höhe
Kleines Wellhorn	BW 501	654600/168675	2400 m
	BW 495	654600/168800	2250 m
	BW 498		
	BW 499		
Schönbühlalp	G. 105	654150/169100	1850 m
	G. 110		
	G. 111	654300/169250	1870 m
	G. 118	653300/168500	1950 m
	G. 159	654150/169100	1850 m
	G. 160		
	G. 162		
	G. 163		
	G. 164		
	G. 165		
Schwarzwald-Gletscher	G. 130	652850/168000	1750 m
	G. 133		
Oberer Gletscher	G. 194	648100/163650	1320 m
Pfingstegg	G. 209	647900/163250	1530 m
Marmorbruch	G. 022	646750/162500	1120 m
	G. 023		
	G. 025		
	G. 026		
	G. 048		
	G. 250		
	G. 257		
	G. 260		
Unterer Gletscher	G. 062	646750/162500	1130 m
	G. 063		
Hohtürli	BW 329	625200/151000	2700 m
Oeschinenalp	BW 334a	623050/150600	2080 m
	BW 334b		
Schleifen	BW 349	618750/148150	1760 m
	BW 350		
	BW 351		
	BW 352		
Fisistock	BW 335	620100/147200	2900 m
	BW 340		
	BW 341		
Fisischafberg	BW 342	618300/147000	2140 m
	BW 344		
	BW 346		
	BW 347		
	BW 348		
Lämmernplatte	BW 367	612800/139700	2500 m
	BW 368		
Daubenhorn	BW 353	611200/137900	2360 m–
	BW 355	– 611950/137450	2860 m
	BW 356		

Lokalität	Probe Nr.	Koordinate	Höhe
	BW 357		
	BW 360		
	BW 362		
	BW 363		
Varneralp	BW 476	610350/133200	2270 m
	BW 478		
	BW 479		
	BW 481		
	BW 482		
Alpe Mié	BW 484	587000/127500	2100 m
	BW 486		
	BW 489		
La Marchande	BW 371	580850/131750	2050 -
	BW 372		2120 m
	BW 374		
	BW 378		
	BW 379		
	BW 380		
Col des Essets	BW 394	579350/124550	2200 m
	BW 395		
	BW 396		
	BW 397		
	BW 398		
	BW 399		
La Chaux	BW 404	558100/111950	2340 m
d'Anthèmes	BW 405		
	BW 406		
	BW 407		
	BW 408		
	BW 411		
	BW 468		
	BW 470		
	BW 471		

Literaturverzeichnis

Für das ausführliche Literaturverzeichnis wird auf die Originaldissertation hingewiesen.

BUECHI U. P. et al (1961): Geologische Ergebnisse der Bohrung Küsnacht I. - Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. (74), 28, 7-16.

BUECHI U. P., WIENER G., HOFMANN F. (1965): Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. - Eclogae geol. Helv. 58, 76-108.

CADISCH J. (1959): Geologische Ergebnisse der Mineralquellenbohrung Eglisau II. - Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. (70), 26, 5-8.

CHATTERJEE N. D. (1973): Low-Temperature Compatibility Relations of the Assemblage Quartz-Paragonite and the Thermodynamic Status of the Phase Rectorite. - Contr. Mineral. Petrol. 42, 259-271.

DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. - Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr. 29, 1-320.

- (1970): The transformation of clay minerals during Diagenesis and Low-grade-metamorphism: a review. - Sedimentology 15, 281-346.

EPPRECHT W. (1963): Die Bohnerzfunde in den Tiefbohrungen von Limberg (Küsnacht, Kt. Zürich) und Eglisau II. - SMPM 43/1, 313-338.

FREY M. (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. Journal of Petrology, Vol. 19, Nr. 1, 95-135.

FREY M. & WIELAND B. (1975): Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. SMPM 55, 407-418.

FUECHTBAUER H. & MUELLER G. (1970): Sediment-Petrologie, Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. - Verlag Schweizerbart, Stuttgart.

HENDERSON G. V. (1971): The origin of Pyrophyllite-rectorite in shales of North Central Utah. - Utah geological and mineralogical Survey, Special Studies 34.

HEY M. H. (1954): A new review of chlorites. - Mineral. Mag. 30, 277-292.

HOFMANN F. (1958): Zusammenhänge zwischen Entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger Sedimente mit gleichartigem Ausgangsmaterial an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kantons Schaffhausen. - Eclogae geol. Helv. 51/1, 27-32.

- (1960): Sedimente einer ariden Klimaperiode zwischen Siderolithikum und Molasse in Lohn, Kanton Schaffhausen, und am Rheinfall. - Eclogae geol. Helv. 53/1, 27-32.

KODAMA H. (1966): The nature of the component layers of rectorite. Amer. Mineralogist 51, 1035-1055.

KOSSOVSKAIA A. G. & SHUTOV V. S. (1959): Zonality in the structure of terrigene deposits in platform geosynclinal regions . - Eclogae geol. Helv. 51/3, 656-666.

KUEBLER B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - «Etages tectoniques», Colloque à Neuchâtel, 105-122.

LANGMUIR D. (1971): Particle size effect on the reaction goethite = hematite + water. Amer. J. Sci., 271, 147-156.

THOMPSON A. L. (1970): A Note on the Kaolinite-Pyrophyllite equilibrum. - Amer. J. Sci., 268, 454-458.

VERNET J. P. (1963): Le Sidérolithique du Mormont (VD). - Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne, No 143.

WEAVER C. E. & POLLARD L. D. (1973): The chemistry of clay minerals. - Dev. Sedimentol. 15.

WIELAND B. (1973): Der Grindelwaldner Marmor und die Bohnerzformation im Raume Rosenlaui-Grindelwald. - Lizentiatsarbeit Universität Bern, unveröffentlicht.

- (1975): Der Marmorbruch in Grindelwald. - Herausgeber P. Märkle, Rest. Marmorbruch, Grindelwald.

Manuskript eingegangen am 18. Juni 1979

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.
Volume 59, 1/2, 1979

TAFEL I

TABELLE DER TONMINERALOGISCHEN PARAGENESEN UND DER ILLIT-KRISTALLINITÄT SIDEROLITHISCHER GESTEINE AUS DEM HELVETIKUM

TEKTON. EINHEIT	FUNDORT	PROBE NR.	GESTEINS-TYP	EISEN-OXYD
AUTOCHTHON	WALDNACHT-TAL	BW 450	sTS	H
		BW 451	S	
	SCHLOSSBERG	BW 438	S+P	
		BW 440	tS	
		BW 439	TS	H
	FÜRENALP	BW 447	S+P	H
		BW 448	tS	H
	SCHARMAD=BÄNDER	BW 425	S+P	H
		BW 431a	S	G
		BW 422	S+P	H
		BW 432	S+P	
		BW 426	TS	
PARAUTOCHTHON	ARNIALP	BW 411	Br(TS)	
		BW 413	S+P	H
		BW 412	S	H
	OCHSENTAL	BW 508	S	H
		BW 505	TS	
		BW 506	tS	
		BW 507	TS	H
AUTOCHTHON	SCHÖNBÜHLALP	G. 163	S	
		G. 165	Br(S)	H
		G. 111	S	
		G. 159	S	H
		G. 105	Br(TS)	
		G. 164	TS	H
		G. 162	TS	H
		G. 118	Br(TS)	H
		G. 110	Br(S)	H
		G. 160	TS	H
	KL. WELLHORN	BW 501	S	H
		BW 495	tS	H
		BW 498	S	
		BW 499	TS	
	SCHWARZWALD-GLETSCHER	G. 130	S	
		G. 133	S	H
	OB. GLETSCHER	G. 194	Br(S)	H
	PFINGSTEGG	G. 209	S	H
	MARMORBRUCH	G. 022	Br(S)	
		G. 048	Br(tS)	
		G. 260	Br(TS)	
		G. 025	S	
		G. 023	Br(S)	
		G. 026	Br(TS)	
		G. 250	Br(TS)	H
		G. 257	Br(TS)	H
	U. GLETSCHER	G. 062	Br(S)	
		G. 063	Br(S)	
DOLDENHORN-DECKE	HÖHTÜRLI	BW 329	S	H
	OESCHINENALP	BW 334b	TS	
		BW 334a	TS	
	SCHLEIFEN	BW 352	S	
		BW 350	S	H
		BW 351	S+P	H
		BW 349	TS	H
	FISISTOCK	BW 335	S	H
		BW 340	S	H
		BW 341	TS	H
	FISISCHAFBERG	BW 344	S	H
		BW 347	P+S	H
		BW 348	S	H
		BW 346	S	H
		BW 342	S	H
	LÄMMERNPLATTE	BW 368	S+P	
		BW 367	S	H
	DAUBENHORN	BW 353	S	
		BW 355	TS+P	H
		BW 363	TS+P	H
		BW 357	TS	H
		BW 362	TS	
		BW 360	TS	H
		BW 356	S+P	H
DIABLERETS-DECKE	VARNERALP	BW 476	TS	
		BW 478	Br(sTS)	
		BW 479	S	
		BW 481	S	G
		BW 482	S	
	ALPE MIÉ	BW 484	S	G
		BW 489	S	G
		BW 486	S	G
WILDHORN-DECKE	LA MARCHANDE	BW 372	S+P	
		BW 379	S+P	
		BW 374	S	H
		BW 380	S	
		BW 371	S+P	
		BW 378	T	H
MORCLES-DECKE	COL DES ESSETS	BW 396	S	
		BW 397	S+P	H
		BW 398	S	
		BW 399	S	
		BW 395	S	H
		BW 394	S	H
	LA CHAUX D'ANTHÈMES	BW 411	S	
		BW 408	S	H
		BW 470	TS	
		BW 405	TS	H
		BW 471	S	H
		BW 404	S	H
		BW 407	S	
		BW 406	S	H
		BW 468	TS	H

CHLORIT
ILLIT
PYROPHYLLIT
KAOLINIT
PARAGONIT
ML PARAGONIT / PHENGIT
ML ILLIT / MONTMORILLONIT
REKTORIT

S = SANDSTEIN
TS = TONSCHIEFER
P = PISOLITHE
Br = BREKZIE

t = tonig
s = sandig

H = HÄMATIT
G = GOETHIT

Zur Diagenese und schwachen Metamorphose eozaener siderolithischer Gesteine des Helvetikums

TAFEL 1
B. WIELAND