

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ
KLEINERE MITTEILUNGEN

Nr. 26

**Tonmineralogische Untersuchungen an
Opalinustonem und einem Oxfordienprofil
im Schweizer Jura**

von

TJERK PETERS

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Die vorliegende Arbeit „Tonmineralogische Untersuchungen an Opalinuston und einem Oxfordienprofil im Schweizer Jura“ von T. Peters setzt die am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bern durchgeführten tonmineralogischen Untersuchungen, die von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission unterstützt werden, fort. Dem Autor sei für seine interessante Arbeit der beste Dank ausgesprochen.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, Oktober 1962.

Der Präsident der
Schweiz. Geotechnischen Kommission

Prof. F. DE QUERVAIN

Tonmineralogische Untersuchungen an Opalinustonen und einem Oxfordienprofil im Schweizer Jura*)

Von *Tjerk Peters* (Bern)¹⁾

Mit 5 Textfiguren

Abstract

The clay mineral composition of some Jurassic clays and marls from the Swiss Jura mountains were investigated by X-ray diffraction, DTA, TGA, optical and electron-optical methods.

The „Opalinuston“ is a marine-epicontinental formation, consisting of a 100 m thick serie of pyritifereous black shales. The most important minerals found in the clay fraction are: illite, kaolinite, chlorite, mixed-layer illit/montmorillonit, quartz, feldspar and calcite. These minerals, except calcite, are thought to be clastic and transported from the Black Forest and Vosges. In the same type of shales in Europe Millot found much kaolinite. On the contrary, Weaver seldom found kaolinite in such shales in North America. This discrepancy can be explained if one assumes the kaolinite as a clastic constituent and not as a neof ormation.

In the section of the Oxfordian marls, we have a change from homogeneous black marls at the bottom („Renggeri-Mergel“) into black marls with interlayered banks of limestone nodules („Terrain à Chailles“) at the top. This facial change is reflected in the clay mineral composition: the kaolinite disappears, the chlorite almost disappears, the degree of order in the illite gets worse and a very strange montmorillonite appears. This difference in clay mineral composition can be explained as follows: the sediments of the lower beds were deposited in rather motionless water, the higher beds on the contrary in the wave disturbed zone, whereby the kaolinite and chlorite were destroyed and the illite „stripped“.

The strange montmorillonite mineral, which we found in the „Terrain à Chailles“ has a basalreflexion at 11.4 Å (in air dry state), like mixed-layer illite/montmorillonite, but with glycerol it shows a 17.8 Å-reflexion, as we find in montmorillonite.

*) Erscheint gleichzeitig als „Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleinere Mitteilungen, Nr. 26.“

¹⁾ Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern, Tonlaboratorium.

Einleitung

Vor einigen Jahren begann das Mineralogisch-petrographische Institut mit tonmineralogischen Untersuchungen, wobei zunächst die nötigen Apparaturen zum Teil selbst gebaut wurden (JÄGER und SCHILLING, 1956). Heute können serienweise Untersuchungen mit Röntgenmethoden, DTA, TGA und auf Korngrössenanalyse durchgeführt werden. Wir stellten uns als Aufgabe, die Wirkungen der Diagenese, der Gesteinsfaltung und vor allem der beginnenden Metamorphose an schweizerischen Tonen zu untersuchen. Es erschien uns hierbei als richtig, zunächst einmal von wichtigen Ton- und Mergelgesteinen an typischen, und zwar unmetamorphen Beispielen die Mineralbestände möglichst genau herauszubringen. Damit werden wir einen Gesamtüberblick über die Hauptvariation unmetamorpher schweizerischer Tone erhalten; erst dann ist es unserer Meinung nach sinnvoll, stratigraphische Detailprobleme tonmineralogisch zu untersuchen oder die Wirkungen der Metamorphose abzuklären. Die vorliegende Publikation ist daher als vorläufige Mitteilung zu betrachten; die Resultate werden später noch in einen grösseren Rahmen gestellt werden.

Die im folgenden behandelten Tonvorkommen sind zum Teil schon einigermassen durch RUSTOM (1956) bearbeitet.

Methodisches

Die Aufbereitungs- und Untersuchungsmethoden sind im wesentlichen schon in PETERS (1961) beschrieben: Korngrössenanalyse, Trennung in Atterbergzylindern, Differentielle Thermoanalyse, Thermogravimetrie und Röntgenanalyse. Abänderungen und neu eingeführte Methoden seien im folgenden kurz beschrieben:

Der Karbonatgehalt wurde nicht mehr im Passon-Apparat und aus den DTA- und TGA-Kurven allein bestimmt, sondern auch komplexometrisch, wobei gleichzeitig die Unterscheidung des Calcit- und Dolomitanteils gut gelingt: Nachdem das Karbonat der Proben in 2n Salzsäure gelöst war, wurde der Ca- und Mg-Gehalt dieser Lösung bestimmt. Mit der Annahme, nur die Karbonate seien in Lösung gegangen, lässt sich hieraus die Menge Calcit und Dolomit berechnen.

Die normalen mikroskopischen Untersuchungen von Dünnschliffen und Pulverpräparaten erwiesen sich als sehr brauchbar. Das Phasenkontrastmikroskop, wie es auch PILLER (1952) anwendete, bewährte sich

besonders bei den sehr feinen Korngrößen. Die Fraktionen $6,3 \mu$ — 2μ und $< 2 \mu$ konnten auch elektronenmikroskopisch untersucht werden. Der Quarzgehalt ist mit folgender Methode bestimmt worden: Der (100)-Reflex auf $d = 4,26 \text{ \AA}$ wurde auf einem Phillips-Diffraktometer mit drehendem Probeträger ausgemessen, indem man die Anzahl Impulse pro Sekunde auf Peakhöhe zählte und davon den Untergrund abzog. Es wurde, um einen guten Mittelwert zu erhalten, jeweilen 10 Minuten lang gezählt. Zum Eichens stellen wir Mischungen aus Muskowit und Quarzpulver ($< 5 \mu$) einerseits und aus Kaolinit und Quarzpulver andererseits her. Mit dieser Methode erreichten wir einen relativen Fehler von etwa 5%. Die DTA-Apparatur erlaubte noch eine Prüfung der Quarzgehalte: die schon einmal in der Apparatur gebrannte Probe wurde ein zweites Mal mit etwa 20° C pro Minute aufgeheizt. Aus dem Peak des Quarzes bei 573° C lässt sich sodann, natürlich auch anhand von Eichmischungen, der ungefähre Quarzgehalt berechnen. Die Schwere mineralien der Tonproben konnten bis zu einer Korngrösse von 6μ mittels einer Zentrifuge in Bromoform ($d = 2,75$) abgetrennt werden.

Die Opalinustone (Aalénien)

Im schweizerischen Juragebirge liegt zwischen mergeligem Lias, im Liegenden, und feinspätig-sandigen Murchisonae-Schichten (Dogger), im Hangenden, die etwa 100 m mächtige Serie der Opalinustone. Der Übergang der Liasmergel (Jurensisschichten), die sehr viele lagenförmig angeordnete Mergelkalk-Knauern enthalten, in die Opalinustone ist nicht sehr scharf; dagegen ist die Grenze der letzteren gegen die fossilreichen Murchisonae-Schichten sehr deutlich. Die Opalinustone sind blau- bis grauschwarze, schiefrig und bröckelig zerfallende Schiefertone. Im Dünnschliff beobachtet man eine deutliche Paralleltexur, die durch eine Orientierung aller blättrigen Mineralien hervorgerufen wird; grosse Muskowitblättchen ($\approx 250 \mu$), die sogar auch makroskopisch auffallen, und sehr feine Bänkchen und Linschen von gröberem Material verdeutlichen diese Paralleltexur. Die letztgenannten Bänkchen und Linschen bestehen hauptsächlich aus Quarzkörnern, welche durch Karbonat zementiert sind. Daneben findet man in ihnen auch Feldspat, Muskowit, Biotit und Glaukonit. Die die Lagen umgebende, viel feinkörnigere Tonsubstanz enthält diese Mineralien ebenfalls, nur sind sie hier vereinzelt, fast augenartig angeordnet.

Im Felde beobachtet man oft parallel der Schichtung eingelagerte, ca. 0,5 cm dicke Calcitlagen (sogenannte Nagelkalkbänke).

Neben diesen schmalen Nagelkalkbänkchen treten aber auch, vor allem in der SE-Ecke der Grube Frick, bis 5 cm dicke, unregelmässig begrenzte, linsige, gelbbraune Lagen auf, die etwas genauer untersucht wurden: Im Dünnschliff beobachtet man relativ grobe Lagen (0,2 mm bis 1 mm dick) in einer sehr feinkörnigen Zwischenmasse mit einem Korndurchmesser um $1\ \mu$: Diese letztere besteht, wie aus Röntgenaufnahmen eindeutig hervorging, aus Siderit. Die DTA-Kurve (Fig. 3, Nr. 150) zeigt auch deutlich die für Mg-haltigen Siderit charakteristischen Reaktionen bei 570°C und 600°C . Der grosse endotherme Peak bei 850°C wird durch den vorhandenen Calcit hervorgerufen. Die groben Lagen zeigen in angesägten Querflächen nicht selten makroskopisch eine an Kreuzschichtung erinnernde Anordnung der Teilchen. Im Mikroskop erkennt man in ihnen die folgenden, durchschnittlich etwa $50\ \mu$ grossen Mineralien: Quarz, Feldspat, Muskowit, Biotit, Glaukonit und Chlorit. Daneben finden sich sehr viele in Calcit eingebettete Fossilresten und zum Teil noch recht gut erhaltene Foraminiferen.

Alle hier untersuchten Proben stammen aus folgenden, betriebenen Tongruben:

Opalinustongrube des Dachziegelwerkes Frick bei Oberfrick, Koord. 643.05/260.7. Lit.: BRAUN (1920).

Gruben des Tonwerkes Hunziker & Cie., Döttigen bei Böttstein, Koord. 659.05/266.6 und Koord. 659.95/266.6. Lit.: BRÄNDLIN (1911).

Gruben der Zürcher Ziegeleien beim Bahnhof Schinznach, Koord. 652.35/256.15 und Koord. 651.95/256.25.

Grube der Tonwarenfabrik Gebr. Rössler, Attelwil, auf der Staffelegg, Koord. 645.5/254.0. Lit.: MÜHLBERG (1908).

Die Gruben von Oberfrick und Böttstein liegen im Tafeljura, diejenigen von Schinznach und von der Staffelegg im Faltenjura.

Dem Opalinuston kommt nicht nur grosse Bedeutung als keramischer Ton zu, sondern er wird heute immer mehr für Dichtungszwecke (Staudämme, Injektionen) und für Leichtbaustoffe verwendet.

MINERALBESTAND

Mikroskopisch bestimmbarer Mineralbestand

Die nachstehenden Mineralien wurden hauptsächlich aus Pulverpräparaten $> 6\ \mu$ bestimmt.

Muskowit: Er ist vollkommen farblos und meistens frei von Einschlüssen. $N_y = 1,596$, $2V_x = 35^\circ\text{—}45^\circ$.

Biotit: Der Biotit kommt in zwei Varietäten vor: Erstens hellbrauner Biotit mit starkem Pleochroismus $X = \text{fast farblos}$, $Y = Z = \text{braun}$, $N_y = 1,600$ und $2V_x \approx 0^\circ$. Zweitens olivgrüner Biotit mit Pleochroismus $X = \text{farblos}$, $Y = Z = \text{olivgrün}$, $N_y = 1,600$ und $2V_x \approx 0^\circ$. Oft beobachtet man Mischfarben, die höchstwahrscheinlich durch Verwachsung beider Typen entstehen.

Chlorit: Er hat einen deutlichen Pleochroismus mit $X = \text{farblos}$, $Y = Z = \text{grasgrün}$, $N_y = 1,620$, $2V_x = 0^\circ\text{—}5^\circ$, anomale Interferenzfarben. Es ist demnach die Varietät *Diabantit*.

Kaolinit: Obschon der Kaolinit hauptsächlich in der Tonfraktion vorkommt, kann man ihn doch gelegentlich in den Fraktionen $> 6 \mu$ beobachten. In der Fraktion $2 \mu\text{—}6,3 \mu$ sieht man im Phasenkontrastmikroskop seine sechseckigen Blättchen. Sowohl seine Licht- als auch seine Doppelbrechung liegen deutlich tiefer als die des Muskowits. $2V_x$ beträgt etwa $40^\circ\text{—}50^\circ$.

Karbonate: Es treten vor allem Calcit und Dolomit, die mikroskopisch allerdings kaum zu unterscheiden sind, hervor. Daneben konnten aber auch goldgelbe, rundliche oder durch Rhomboederflächen begrenzte Siderit-Körner festgestellt werden.

Feldspäte: Es wurde sowohl Kalifeldspat als auch Plagioklas beobachtet. Ein Teil der Körner ist allerdings stark umgewandelt.

Quarz: In allen Fraktionen, vor allem aber in derjenigen zwischen 40μ und 100μ findet man Quarz. Die Körner sind im allgemeinen sehr eckig und scharfkantig, in einigen beobachteten wir Rutil-Einschlüsse.

Pyrit: Er tritt entweder als einzelne idiomorphe Körner oder als Agglomerat vieler kleiner Individuen auf. Meistens begleitet er organische Reste.

Glaukonit: Die intensiv grasgrün gefärbten Glaukonit-Körner zeigen die für sie sehr typische, unregelmässige, kryptokristalline Struktur. Die meist rundlichen Körner haben einen Durchmesser von etwa 50μ .

Rutil: Wir fanden vorwiegend in den Fraktionen $2 \mu\text{—}6,3 \mu$ und $< 2 \mu$ Rutil in langen, dünnen, hie und da verzwilligten Stäbchen. Auf den elektronenmikroskopischen Aufnahmen waren ebenfalls solche Rutilstäbchen zu sehen, die man allerdings leicht mit Halloysit oder Chrysotil verwechseln könnte; sie waren aber nicht hohl, sondern massig und hatten einen Durchmesser von etwa 300 \AA .

Hämatit und *Goethit*: Hämatit findet sich sehr selten, Goethit (αFeOOH) dagegen häufig, vor allem in derben, braunen Massen.

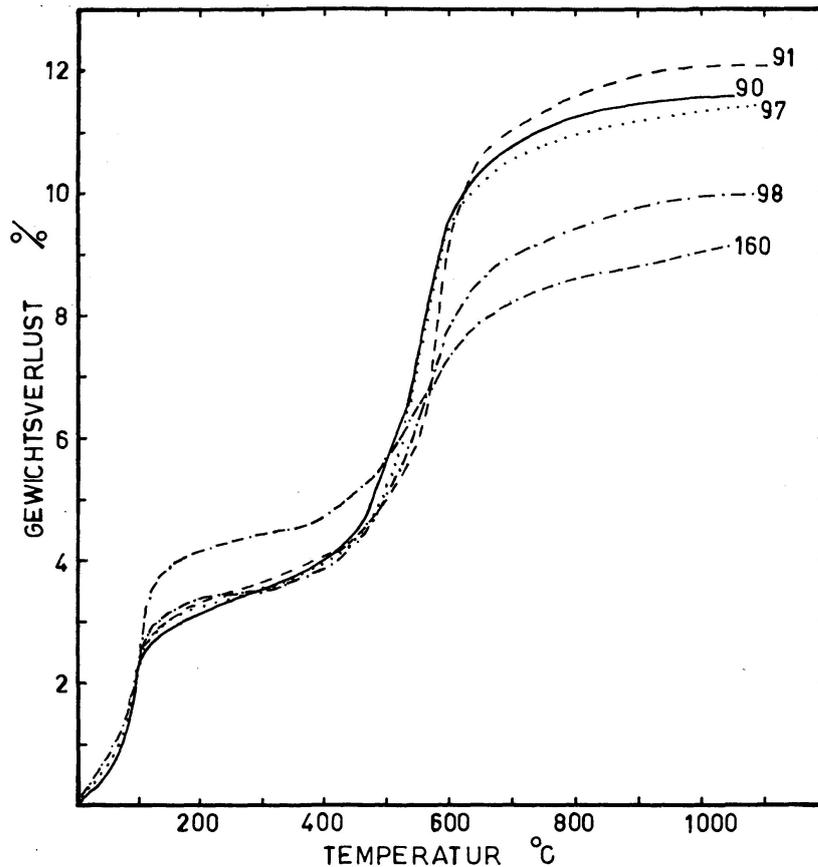


Fig. 1. TGA-Kurven der dekarbonatisierten Fraktionen $< 2 \mu$. 90, 91 und 97 sind Opalinustone, 98 ist Renggeri-Mergel und 160 ist Terrain à Chailles. Aufgeheizt wurde in N_2 -Atmosphäre mit $2,5^\circ C$ pro Minute.

Akzessorien: Zirkon (wenig abgerundet), Turmalin, Apatit und sehr selten auch Granat treten als Akzessorien auf.

Mit Röntgen, DTA und TGA²⁾ bestimmbarer Mineralbestand

Illit: Vom Illit, dem wichtigsten Bestandteil der Tonfraktion, sind die aus Röntgenaufnahmen ermittelten Reflexe in Tabelle 1 zusammengestellt.

Es handelt sich, wie der (060)-Reflex auf $d = 1,503 \text{ \AA}$ angibt, um einen dioktaedrischen Illit. Weiter geht aus der Tabelle hervor, dass er ein 2M-Typ ist.

Vor allem aus der Fraktion $< 2 \mu$ zeigt der 10- \AA -Reflex eine Verbreiterung in Richtung höherer d -Werte. Eine solche Verbreiterung kann

²⁾ TGA = Thermogravimetrische Analyse.

Tabelle 1. Röntgendaten des Illits der Probe B 91, Fraktion $< 2 \mu$

I	d in Å	I	d in Å
vs	10,08	m	3,20
m	5,01	mw	3,00
vs	4,48 (+ Kaol.)	w	2,87
w	3,88	m	2,59
w	3,74	ms	2,57 (+ Kaol.)
mw	3,51	ms	1,503
vs	3,35 (+ Quarz)		

vs = sehr stark, ms = mittelstark, m = mittel, mw = mittelschwach, w = schwach.

folgende drei Ursachen haben: Erstens Montmorillonit-Schichten, die mit Illit-Schichten wechsellagern; diese Möglichkeit fällt weg, da der Reflex sich nach Glycerol-Behandlung nicht nach höheren d-Werten verschob. Zweitens könnte die Verbreiterung durch Chlorit- und Illit-Schichten in Wechsellagerung entstehen; auch diese Möglichkeit muss aber ausgeschlossen werden, da nach Brennen der Probe die Verbreiterung verschwindet. Wohl am wahrscheinlichsten wird die dritte Möglichkeit zutreffen, wonach sich Wasserlagen zwischen einem Teil der Illitschichten finden. Diese werden natürlich beim Brennen abgegeben, was auch das Verschwinden der Verbreiterung bedingt. In den DTA- und TGA-Kurven, Fig. 3 und Fig. 2, wäre, wenigstens zum Teil, dieses Zwischenschichtwasser für die relativ hohe Wasserabgabe bei etwa 110°C verantwortlich.

Kaolinit: Der Kaolinit tritt in solchen Mengen auf, dass seine Unterscheidung vom später zu beschreibenden Chlorit keine Schwierigkeiten bereitet. Es ist in erster Linie sein (060)-Reflex auf $d = 1,487 \text{ \AA}$, der ihn deutlich von anderen Tonmineralien unterscheidet. In Tabelle 2 sind die zu Kaolinit gehörenden Reflexe aus der Probe F 97 angeführt.

Tabelle 2. Röntgendaten des Kaolinites der Probe F 97, Fraktion $< 2 \mu$

I	d in Å	I	d in Å
vs	7,20 (+ Chlorit)	m	2,50
vs	4,48 (+ Illit)	m	2,38
m	4,36	ms	2,34
w	4,19	w	2,28 (+ Quarz)
w	4,13	w	2,19
vs	3,57 (+ Chlorit)	w	1,89
vs	2,57 (+ Illit)	ms	1,487

Da der Kaolinit in einem Gemisch mit anderen Mineralien auftritt, ist es schwierig zu beurteilen, ob er gut oder schlecht geordnet ist. Für

BRINDLEY (1961) ist die Auflösung des Doublets $d = 4,19 \text{ \AA}$ und $d = 4,13 \text{ \AA}$ ein Mass für den Ordnungsgrad des Kaolinit. Bei der in Tabelle 2 angeführten Probe ist diese Doublette einigermaßen erkennbar, in den meisten anderen Proben dagegen nicht. Im grossen ganzen zeigt der Kaolinit in unseren Opalinuston-Proben also eine gewisse Unordnung. Letztere ist auch in den DTA-Kurven (Fig. 3) zu sehen: Die Dehydroxydation erfolgt verhältnismässig früh und fällt schon mit dem entsprechenden Illit-Peak zusammen; ferner ist die Rekrystallisationsreaktion bei etwa 970° C nicht so deutlich wie bei gut geordnetem Kaolinit. In den elektronenmikroskopischen Aufnahmen ist ab und zu ein schönes, sechseckiges Kaolinitblättchen zu erkennen, die meisten sind aber wenig idiomorph.

Chlorit: Chlorit ist an seinen Basisreflexen auf $14,3 \text{ \AA}$ (001), $7,20 \text{ \AA}$ (002) und $4,75 \text{ \AA}$ (003) zu erkennen, wobei allerdings der (002)-Reflex mit dem (001)-Reflex von Kaolinit zusammenfällt. Erhitzt man die Probe bis 550° C , so bleibt ein Teil dieses Reflexes erhalten, da bis zu dieser Temperatur nur der Kaolinit, nicht aber der Chlorit zerfällt.

Der (060)-Reflex unseres Chlorits befindet sich auf $d = 1,553 \text{ \AA}$. Aus d (001) und b_0 lässt sich ungefähr seine Zusammensetzung berechnen. Nimmt man für Chlorit die Formel $(\text{Mg}_{6-x-y}\text{Fe}_y^{2+}\text{Al}_x)(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ an und geht mit unseren Daten in die Diagramme von BRINDLEY (1961, p. 268 und 270), so erhält man $y = 4$ und $x = 0,9$. Hieraus ergibt sich sodann die Varietät *Diabantit*, welche wir auch optisch aus gröberen Fraktionen bestimmen konnten.

Illit/Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung: In den lufttrockenen Präparaten finden wir einen Basisreflex auf 11 \AA , der sich mit Glycerol-Behandlung nach $11,8 \text{ \AA}$ verschiebt und der beim Brennen auf 10 \AA zurückfällt. Es ist demnach ein „mixed-layer“ von Illit mit Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung. Das Verhältnis der Illit- zu den Montmorillonitschichten wird etwa 3 : 1 sein.

Quarz: Röntgenographisch ist der Quarz bis in die feinste Fraktion deutlich zu erkennen. In den DTA-Kurven findet man aber nur bis in die Klasse $6,3 \mu - 2 \mu$ den typischen Ausschlag bei 573° C . In der Korngrössenklasse $< 2 \mu$ ist der Quarzgehalt so gering (4–5%), dass er unter die Nachweisbarkeitsgrenze unserer DTA-Apparatur fällt: in unseren Kurven lassen sich nur Quarzgehalte, die höher als etwa 5% sind, sicher nachweisen.

Feldspat: Die hier oft gefundenen Reflexe auf $d = 6,4 \text{ \AA}$, $d = 3,23 \text{ \AA}$ und $d = 3,48 \text{ \AA}$ sind für Feldspäte charakteristisch. Weitere Reflexe, die eine Unterscheidung innerhalb der Gruppe ermöglichten, fallen aber

mit Reflexen anderer Mineralien zusammen oder fehlen, weil der Feldspatgehalt zu klein ist.

Rutil: Vom Rutil, welchen wir mit dem Phasenkontrastmikroskop bis in die Fraktion $< 2 \mu$ beobachten konnten, fanden wir einen Reflex auf $d = 1,685 \text{ \AA}$.

Wavellit?, *Analcim?*: In vielen Röntgenaufnahmen fanden wir schwache Reflexe auf $d = 8,3 \text{ \AA}$, $d = 5,7 \text{ \AA}$ und $d = 3,44 \text{ \AA}$. Wavellit hat nach dem „X-Ray Powder Data File“ charakteristische Reflexe auf $d = 8,4 \text{ \AA}$, $d = 5,64 \text{ \AA}$, $d = 3,44 \text{ \AA}$ und $d = 3,20 \text{ \AA}$. Es besteht also die Wahrscheinlichkeit der Anwesenheit von Wavellit in unseren Proben. Analcim, der auf $d = 5,61 \text{ \AA}$ und $d = 3,43 \text{ \AA}$ typische Reflexe hat, darf jedoch nicht sicher ausgeschlossen werden.

MINERALGEGHALT

Der Karbonatgehalt der Opalinustone bewegt sich zwischen 4 und 10 Gew.%. Das Verhältnis von Calcit zu Dolomit schwankt stark, Calcit überwiegt jedoch immer.

Der Mineralgehalt der dekarbonatisierten Tonfraktionen sieht folgendermassen aus:

Fraktion 2μ — $6,3 \mu$		Fraktion $< 2 \mu$	
Illit	45—50 %	Illit	45—55 %
Kaolinit	15—20 %	Kaolinit	20—25 %
Chlorit	10 %	Chlorit	10—15 %
—	—	Mixed-layer Illit/Montm.	5 %
Quarz	17—20 %	Quarz	4—5 %
Feldspat	0—5 %	Feldspat	0—5 %
Rest	0—5 %	Rest	0—5 %

Das Mengenverhältnis zwischen Illit und Kaolinit liess sich gut aus den Intensitäten der (060)-Reflexe beider Mineralien abschätzen. Die Basisreflexe eigneten sich hierzu in diesem Falle nicht sehr gut, da der (001)-Reflex von Kaolinit mit dem (002)-Reflex des hier auch auftretenden Chlorits zusammenfällt.

Nach RUSTOM (1956) ist der Opalinuston von Böttstein nur aus etwa gleichen Mengen Illit und Kaolinit zusammengestellt. Unsere Untersuchungen zeigen jedoch, dass ausser diesen beiden Mineralien auch noch die oben erwähnten vorhanden sind.

KORNGRÖSSENANALYSE

Die Rückstandskennlinien der Fraktion $< 40 \mu$ einiger Proben sind in Fig. 2 dargestellt. Nachstehend folgen ihre prozentualen Anteile an größeren Korngrößen.

		$> 100 \mu$	$40 \mu - 100 \mu$	$< 40 \mu$
B	90	1 %	0,5%	98,5%
B	91	2 %	4 %	94 %
Fr	97	7 %	5 %	88 %

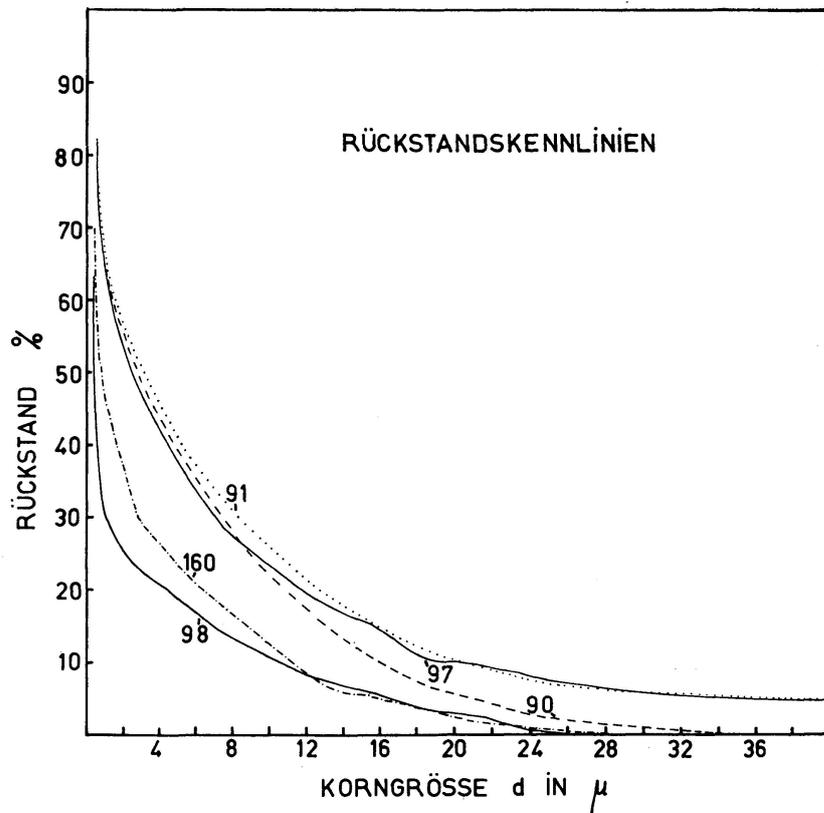


Fig. 2. Rückstandskennlinien der Fraktion $< 40 \mu$. 90, 91 und 97 von Opalinus tonen, 98 von Renggeri-Mergeln und 160 vom Terrain à Chailles. Alle Proben dekarbonatisiert.

DISKUSSION

Dunkle, marine Schiefertone mit organischem Material und mit Pyrit, wie unsere Opalinustone, sind weltweit verbreitet. Nach MILLOT (1949 und 1953), der zahlreiche Proben aus Europa und Afrika untersuchte, ist die Tonfraktion dieses Gesteinstyps durch Illit, Chlorit und Kaolinit

charakterisiert, wobei letzterer meist in Mengen von 20—30%, seltener 40% oder gar 50% vorhanden ist. WEAVER (1958, 1959 und 1960) dagegen findet im gleichen Gesteinstyp (seine Proben stammen alle aus Nordamerika) vor allem Illit und „mixed-layer“ Illit/Montmorillonit, Kaolinit dagegen eher selten. Der von uns gefundene Mineralgehalt stimmt eher mit demjenigen von MILLOT überein. MILLOT nimmt an, der Kaolinit sei durch Säurewirkung in einem anäroben Milieu neu gebildet worden. Träfe dies zu, so hätte WEAVER an genau demselben Gesteinstyp ebenfalls Kaolinit feststellen müssen; da dieser aber offensichtlich selten auftritt, sind wir eher geneigt, anzunehmen, der Kaolinit sei hier zu den klastisch eingeschwemmten Mineralien zu zählen. In Anwesenheit von Karbonaten würde er in Illit umgewandelt, die anärob-saure Umgebung, in der unser Gesteinstyp abgelagert wurde, verhinderte jedoch diese Umwandlung, so dass der Kaolinit erhalten blieb (GRIM, DIETZ und BRADLY, 1949; GRIM und Johns, 1954; GRIFFIN und INGRAM, 1955). Die unterschiedlichen Mineralbestände der „marine black shales“ von WEAVER und MILLOT liessen sich also durch andere Einzugsgebiete erklären: Bei den von MILLOT analysierten Tönen wurde der Kaolinit aus dem Einzugsgebiet eingeschwemmt, bei WEAVER war im Einzugsgebiet kaum Kaolinit vorhanden, so dass er auch nicht in die Tone gelangen konnte.

Als klastische Bestandteile des Opalinustons betrachten wir den Illit (gut kristallisiert und vom 2M-Typ), den Biotit, den Chlorit, den Kaolinit, den Quarz (scharfkantig, ohne Wachstumserscheinungen), den Feldspat und die Akzessorien. Ein Teil der Karbonate ist als Fossilreste abgelagert, ein Teil wurde während der Sedimentation ausgeschieden und endlich findet man auch einen Anteil, der während der Diagenese umkristallisierte. Pyrit und Glaukonit sind als Neubildungen während der marinen Diagenese zu betrachten. Die Opalinustone sind marin-epikontinentale Bildungen, die im Verbindungsraum zwischen dem schwäbisch-fränkischen und dem französischen Jura abgelagert wurden. Dieser Raum war im Norden durch den Schwarzwald und die Vogesen, im Süden durch die vindelizische Schwelle begrenzt. Letztere ist als Einzugsgebiet für die klastischen Bestandteile der untersuchten Gesteine weniger bedeutend, viel wichtiger ist ihr Einfluss auf die Fazies des Helvetikums (TRÜMPY, 1958). Es bleiben also nur der Schwarzwald und die Vogesen als mögliche Einzugsgebiete, wobei der Schwarzwald, als näherliegendes, das wahrscheinlichere ist. Für einen kurzen Transportweg spricht nämlich der Mineralbestand: grosse Muskowitblättchen, guterhaltener, brauner Biotit und das Auftreten von allochthonem Feld-

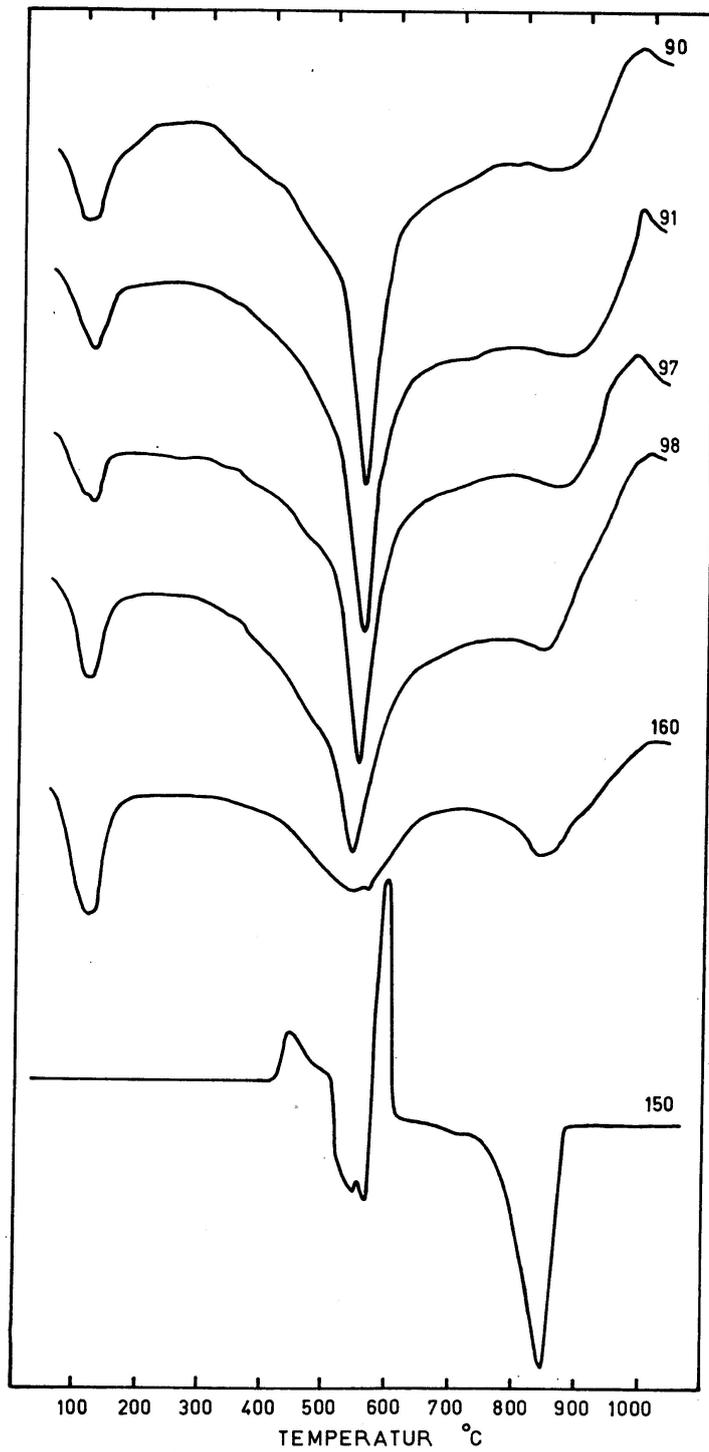


Fig. 3. DTA-Kurven: 90, 91 und 97 Opalinustone, Fraktion $< 2 \mu$, dekarbonatisiert. 150 sandige Lagen im Opalinuston. 98 Renggeri-Mergel Fraktion $< 2 \mu$, 160 Terrain à Chailles Fraktion $< 2 \mu$. Alle Proben, ausser 150, in N_2 -Atmosphäre aufgeheizt. Aufheizgeschwindigkeit $9^\circ C$ pro Minute.

spat. Auch die schlechte Abrundung der Quarzkörner könnte hierfür sprechen. Auf dieses letztere Argument legen wir jedoch nicht viel Wert, da unsere Quarzkörner klein sind: unseres Erachtens wirkt aber die Abrundung während des Transportes nur bis zu einer gewissen Korngröße. Sind die Körner sehr fein, so werden sie schwebend in einer Suspension befördert, wobei sie einander seltener berühren und somit kaum eine Abrundung stattfinden kann. Der Mineralbestand deutet ferner eher auf quarzreiche Gesteine, was gleichfalls einer Herkunft aus dem Schwarzwald oder den Vogesen nicht widerspricht.

Die Oxfordien-Mergel

Die untersuchten Proben stammen alle aus den Gruben der Portlandzementfabrik Laufen bei Liesberg, da hier das Oxfordien vollständig aufgeschlossen ist.

In der Mergelgrube bei Liesberg (Koord. 598.70/250.05, Geol. Atlas 92/95, 1930) ist das untere Oxfordien aufgeschlossen mit dem Anceps-Athleta-Eisenoolith (Callovien) im Liegenden, dessen Grenzhorizont gegen das Oxfordien fast nur aus Riesenammoniten besteht. Dieses untere Oxfordien besteht aus den sogenannten Renggeri-Tonen, die wir im folgenden lieber Renggeri-Mergel nennen möchten, da sie einen hohen Karbonatgehalt aufweisen. Es sind blaugraue Mergel mit reichlich pyritisierten Ammoniten und Belemniten, welche nach oben zu in grauschwarze Mergel mit Kalkknauerlagen, dem sogenannten Terrain à Chailles, übergehen. Aus dem in dieser Grube aufgeschlossenen Querschnitt wurde etwa alle 10 m eine Probe genommen.

In der Mergel- und Kalksteingrube in Liesbergmühle (Koord. 599.55/249.55) ist das oberste Oxfordien mit seinem Übergang in das Rauracien aufgeschlossen. Hier wurden einige weitere Proben aus dem Terrain à Chailles genommen.

Die Renggeri-Mergel sind sehr massig und auch im Dünnschliff ist kaum eine Paralleltexur feststellbar, nur mit eingeschobenem Gipsblättchen (rot I) ist eine schwach angedeutete Orientierung der feinsten Glimmerblättchen zu beobachten. Der Dünnschliff zeigt weiter eine feinkörnige Grundmasse aus Tonmineralien und Karbonaten, in welcher einzelne grobe Quarz- oder Karbonatkörner eingebettet sind. Ab und zu treten auch Muskowit, Chlorit, Feldspat, Glaukonit und Pyritagregate auf; Fossilreste sind ziemlich selten.

Ein etwas anderes Dünnschliffbild zeigen die Mergel im Terrain à

Chailles: relativ wenig feine Ton- und Kalksubstanz umgibt die zahlreichen gröberen Körner, so dass das Ganze wie eine Breccie aussieht. Die grösseren Körnchen sind vor allem Quarz, gut gerundeter Calcit und Feldspat, neben sehr vielen Fossilresten.

MINERALBESTAND

Optisch bestimmbarer Mineralbestand

Muskowit: Er ist farblos mit $N_y = 1,600$ und $2V_x = 40^\circ$.

Biotit: Der Biotit ist nur in den Renggeri-Mergeln vorhanden. Sowohl brauner Biotit mit dem Pleochroismus $X = \text{braun}$, $Y = Z = \text{gelblich}$, als auch grüner Biotit mit $X = \text{olivgrün}$, $Y = Z = \text{farblos}$ treten auf. Beide Varietäten haben $N_y = 1,616$ und sehr kleine Achsenwinkel.

Chlorit: in den Renggeri-Mergeln findet man viel Chlorit; im Terrain à Chailles ist er selten. Er zeigt einen Pleochroismus mit $X = \text{oliv- oder grasgrün}$, $Y = Z = \text{farblos}$. $N_y = 1,630$ und $2V_x = 0^\circ$.

Kaolinit: Kaolinit ist aus den unteren Schichten der Renggeri-Mergel in Pulverpräparaten der Fraktion $2\ \mu\text{--}6,3\ \mu$ mit dem Phasenkontrastmikroskop zu erkennen.

Glaukonit: Sehr intensiv grüner Glaukonit tritt fast ausschliesslich in den Renggeri-Mergeln auf.

Quarz: Neben den Karbonaten bildet scharfkantiger Quarz den Hauptbestandteil der gröberen Fraktionen.

Feldspäte: Wir fanden sowohl Kalifeldspat als auch ziemlich sauren Plagioklas.

Karbonate: Calcit ist in allen Fraktionen das wichtigste Karbonatmineral, sehr selten tritt auch Dolomit auf. In der Schwerefraction tritt Siderit hervor.

Rutil: Gleich wie in den Opalinustonen tritt der Rutil in den feinsten Korngrössenfraktionen häufig auf.

Pyrit: Man findet Pyrit entweder als derbe Massen oder als Einzelkörner.

Akzessorien: Akzessorisch wurden gefunden: Zirkon, Turmalin mit $Z = \text{grünschwartz}$ und $X = \text{farblos}$, Apatit, schwach rötlicher Granat und Topas.

Mit Röntgen, DTA und TGA bestimmbarer Mineralbestand

Illit: Die hier gefundenen Röntgenreflexe von Illit sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

Tabelle 3. Röntgendaten des Illits aus L 98, Fraktion $< 2 \mu$

I	d in Å	I	d in Å
vs	10,1	w	3,00
mw	5,0 (+ Kaol.)	vs	2,57 (+ Kaol.)
vs	4,49 (+ Kaol.)	mw	2,39
vw	3,90	ms	1,507
vs	3,35 (+ Quarz)		

Wie der (060)-Reflex, der auf $d = 1,507 \text{ \AA}$ liegt, angibt, ist es ein dioktaedrischer Illit. Die anderen Reflexe lassen auf einen 2M-Typ schliessen.

Kaolinit (nur in den unteren Oxfordiensichten vorhanden): Kaolinit tritt in so geringen Mengen auf, dass viele Reflexe entweder nicht vorhanden sind oder in Reflexen anderer Tonminerale untergehen. Sein charakteristischer (060)-Reflex auf $d = 1,486 \text{ \AA}$ ist dennoch aber deutlich zu erkennen. Auch die elektronenoptischen Aufnahmen zeigen gelegentlich schöne Kaolinit-Blättchen.

Chlorit (vor allem in den unteren Oxfordien-Schichten vorhanden): Der Chlorit ist an seinen Basisreflexen auf $d = 14,3 \text{ \AA}$, $7,2 \text{ \AA}$ (fällt mit (001) von Kaolinit zusammen) und $4,73 \text{ \AA}$, ferner auch am (060)-Reflex auf $d = 1,55 \text{ \AA}$ zu erkennen. Wie bei den Opalinustonen ist es ein Fe-reicher Chlorit, wahrscheinlich ein Diabantit.

Montmorillonit? (nur in den oberen Oxfordiensichten): In lufttrockenen Präparaten finden wir einen breiten, asymmetrischen Reflex mit einem undeutlichen Maximum auf etwa $11,4 \text{ \AA}$. Dieser fällt in Richtung nach niedrigen d -Werten steil ab und ist nach der anderen Seite ziemlich breit ausgeschmiert. Behandelt man die Präparate mit Glycerol, so entsteht an seiner Stelle nach einigen Minuten ein schön symmetrischer Reflex auf 10 \AA . Röntgt man diese selben Präparate nach mehreren Stunden wieder, so ist neben dem etwa gleich gebliebenen 10-\AA -Reflex eine weitere, sehr deutliche Linie auf $17,7 \text{ \AA}$ zum Vorschein gekommen. Nach Brennen bis 550° C verschwindet der $17,7\text{-\AA}$ -Reflex, der Reflex auf 10 \AA dagegen wird wesentlich verstärkt (vgl. hierzu Fig. 4). Ein Reflex auf $17,7 \text{ \AA}$ nach Glycerol-Behandlung ist ein typisches Merkmal für Mineralien der Montmorillonitgruppe. Normalerweise haben diese Mineralien in lufttrockenen Präparaten³⁾ und nach Absättigung mit

³⁾ Lufttrockene Präparate werden bei uns im Exikator mit einer relativen Feuchtigkeit von 50% hergestellt.

Ca²⁺-Ionen⁴⁾ einen charakteristischen Basisreflex bei 15,4 Å, der sich nach Glycerol-Behandlung nach 17,7 Å verschiebt. Warum hier diese Linie auf 15,4 Å fehlt und wir nach der Behandlung aber doch eine solche auf 17,7 Å erhalten, so dass demnach auch ein eigentlicher „mixed-layer“ Montmorillonit/Illit ausgeschlossen werden muss, ist uns vorläufig nicht klar. Vielleicht handelt es sich um ein instabiles „mixed-layer“-Mineral: quellen nun die in ihm enthaltenen Montmorillonit-Schichtpakete durch die Glycerol-Behandlung auf, so bleibt das Ganze nicht länger ein Einkristall mit Überstruktur, sondern es entsteht ein Gemisch von Montmorillonit- und Illit-Kriställchen.

Quarz: Quarz bildet vor allem in den Proben des Terrain à Chailles einen sehr wichtigen Bestandteil der Tonfraktion.

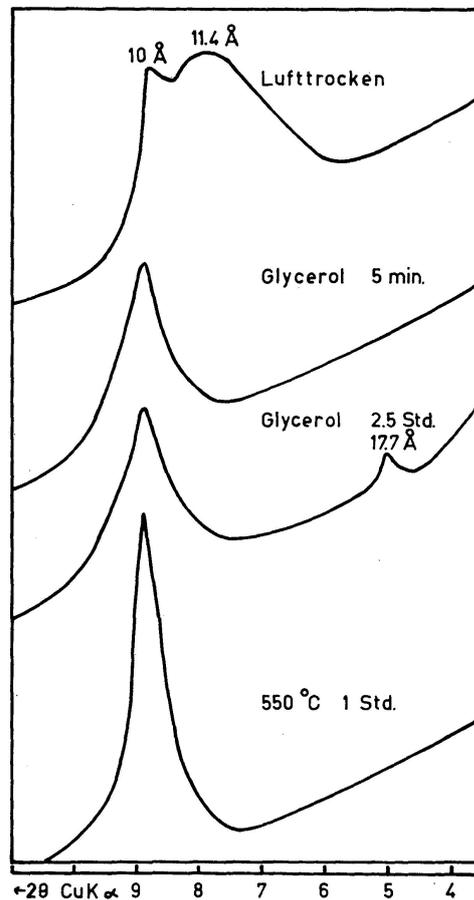


Fig. 4. Röntgendiagramme der Probe 160 mit dem merkwürdigen Montmorillonit.

⁴⁾ Im Laufe der Tonaufbereitung behandeln wir die Präparate normalerweise mit CaCl₂.

Feldspat: Reflexe auf $d = 6,4 \text{ \AA}$, $d = 3,77 \text{ \AA}$, $d = 3,48 \text{ \AA}$, $d = 3,23 \text{ \AA}$ und $d = 2,89 \text{ \AA}$ deuten auf die Anwesenheit von Feldspat.

Wavellit? oder *Analcim?*: Gleich wie in den Opalinustonien fanden wir in den Renggeri-Mergeln einige Reflexe mit $d = 8,2 \text{ \AA}$, $d = 5,66 \text{ \AA}$ und $d = 3,46 \text{ \AA}$, die zu Wavellit oder Analcim gehören könnten.

MINERALGEHALT

Der Karbonatgehalt der Proben schwankt zwischen 25 und 35 Gew.%. In den oberen Oxfordiensichten ist er meist etwas höher als in den unteren. Er setzt sich aus sehr viel Calcit, wenig Dolomit und etwas Siderit zusammen.

Die dekarbonatisierten Tonfraktionen der Renggeri-Mergel des unteren Oxfordiens bestehen aus folgenden Anteilen:

Fraktion 2μ — $6,3 \mu$		Fraktion $< 2 \mu$	
Illit	45—50 %	Illit	65—70 %
Chlorit	5—10 %	Chlorit	5—10 %
Kaolinit	10—15 %	Kaolinit	10—15 %
Quarz	30—35 %	Quarz	5 %
Feldspat	0—5 %	Feldspat	0—5 %
Rest	0—5 %	Rest	0—5 %

Die prozentuale Zusammensetzung der dekarbonatisierten Tonfraktionen des Terrain à Chailles (oberes Oxfordien) lautet wie folgt:

Fraktion 2μ — $6,3 \mu$		Fraktion $< 2 \mu$	
Illit	60—65 %	Illit	70—75 %
Quarz	30 %	Quarz	15 %
Chlorit	0—5 %	Chlorit	0—5 %
Feldspat	5—10 %	Montmorillonit	5—10 %
Rest	0—5 %	Rest	0—5 %

In der Übergangszone zwischen dem Terrain à Chailles und den Renggeri-Mergeln nimmt der Kaolinit- und der Chloritgehalt allmählich ab, an ihre Stelle tritt der merkwürdige Montmorillonit. Gleichzeitig nimmt auch der Quarzgehalt etwas zu. Vergleiche hierfür auch Fig. 5.

In den Renggeri-Mergeln konnte RUSTOM (1956) sicher Illit und Quarz nachweisen, die Anwesenheit von Kaolinit vermutete er nur aus den DTA-Kurven, röntgenographisch fand er keine Anhaltspunkte. Wie unsere Untersuchungen zeigen, ist Kaolinit wirklich vorhanden. Allerdings konnten wir diese geringe Menge nur röntgenographisch feststellen. Im

Terrain à Chailles fand RUSTOM Illit und Quarz. Einen grossen Gewichtsverlust bei 150° C in der Dehydratisationskurve könnte nach ihm von Montmorillonit herrühren. Wohl eher entstammt dieses Wasser aber dem schlecht geordneten Illit.

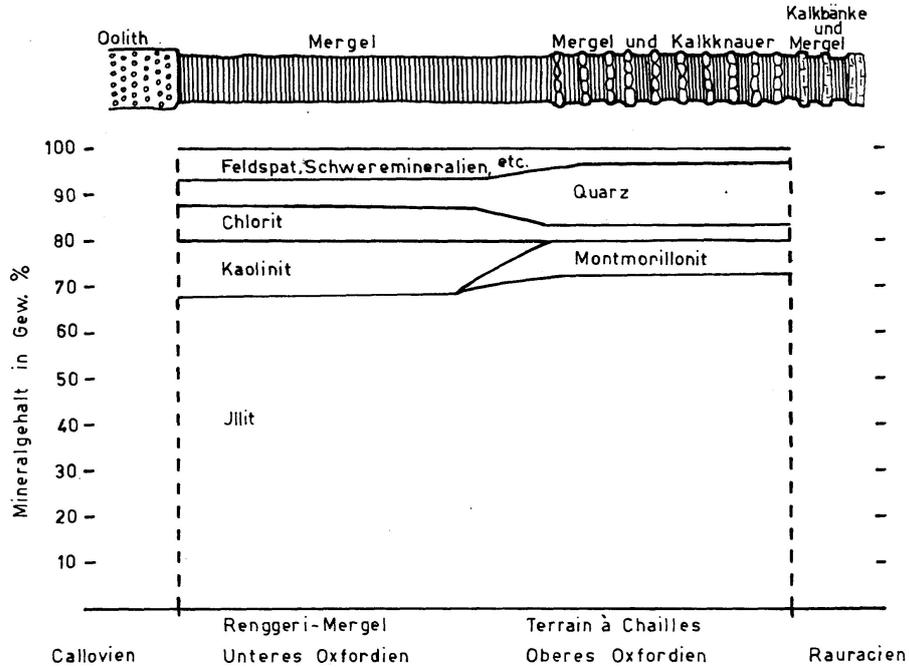


Fig. 5. Verteilung der Tonmineralien der dekarbonatisierten Fraktionen $< 2 \mu$ im Oxfordienprofil von Liesberg.

KORNGRÖSSENANALYSE

Die Rückstandskennlinien einer Probe aus dem unteren Oxfordien (L 98) und einer Probe aus dem oberen (L 160) der Fraktion $< 40 \mu$ sind in Fig. 2 aufgezeichnet. Ihre gröberen Anteile setzen sich wie folgt zusammen:

	$> 100 \mu$	$100-40 \mu$	$< 40 \mu$
L 98	1,5 %	3 %	95,5 %
L 160	7 %	8,5 %	84,5 %

DISKUSSION

MILLOT (1949) und MAUREL (1959) untersuchten ebenfalls tonmineralogisch Mergel aus dem Oxfordien: MILLOT (1949) fand in einer Probe aus dem unteren Oxfordien von La Seigne par les Fontenelles (Doubs)

Illit, Chlorit und Kaolinit, wobei letzterer etwa 30% der Tonmineralien bildete, in einer anderen Oxfordienprobe aus Ecrouves (Meurthe et Moselle) fand er Illit, Chlorit, Kaolinit und Hydrobiotit. MAUREL (1959) untersuchte Oxfordienmergel von Viller-sur-Mer (Calvados), Red Clif (Südengland), Digne (Basses-Alpes) und Grenoble. Er stellte zwei Assoziationen fest: Illit-Kaolinit in Viller-sur-Mer und Red Clif, Illit-Chlorit in Digne und Grenoble. Diese zwei deutlich verschiedenen Paragenesen begründete er durch ungleiche Sedimentationsbedingungen: Die Illit-Kaolinit-Assoziation wurde in relativ seichtem Meer abgelagert und wurde nachher kaum mehr tektonisch beeinflusst. Die Illit-Chlorit-Assoziation dagegen wäre in seinen Augen für eine tektonisch beanspruchte Tiefmeerablagerung charakteristisch. Unsere Ergebnisse der unteren Oxfordiensichten stimmen recht gut mit den Befunden von MILLOT überein. In einer Probe fand Millot auf 11 Å ebenfalls einen schwachen Reflex, den er dem Hydrobiotit zuschreibt. Ob diese Linie, gleich wie unsere, von einem merkwürdigen Montmorillonit herrühren könnte, ist schwer zu sagen, da er die Probe weder mit Glycerol behandelte, noch bis 550° C brannte. Die Befunde von MILLOT und unsere widersprechen nun aber der Theorie von MAUREL, wonach doch die chloritfreie Assoziation Illit-Kaolinit für seichte Meeresablagerungen des Oxfordiens charakteristisch sein sollte, da sowohl MILLOT als auch wir in den sicher in untiefem Meer abgelagerten Oxfordiensichten Illit, Kaolinit *und* Chlorit feststellten.

Den Unterschied in der tonmineralogischen Zusammensetzung, den wir zwischen den Renggeri-Mergeln und dem Terrain à Chailles fanden, versuchen wir wie folgt zu erklären: Die Renggeri-Mergel sind im tieferen Teil des epikontinentalen Bereiches des Meeres, also schon in einer kaum mehr durchbewegten Zone abgelagert worden. Die Sedimente des Terrain à Chailles dagegen wurden schon in einem wesentlich untieferen, kräftig durchbewegten Bereiche abgelagert, was auch aus der brekziösen Textur des Dünnschliffes ersichtlich ist. Man kann sich nun vorstellen, dass der Kaolinit, wie auch der Chlorit, als weniger widerstandsfähige Mineralien, in diesen letzteren Sedimentationsbedingungen zerstört werden oder sich mindestens in den stabileren Illit umwandeln. Man kann aber annehmen, dass auch dieser Illit etwas leidet und, zum Teil wenigstens, sogenannten „stripped Illit“ bildet, aus welchem dann wiederum unser merkwürdiger Montmorillonit hervorgehen könnte.

Eine weitere Erklärung für das fast völlige Verschwinden von Kaolinit und Chlorit im Terrain à Chailles bestände darin, dass diese beiden Mineralien nicht mehr eingeschwemmt worden wären, weil eben das

Einzugsgebiet änderte. Diese Möglichkeit erscheint uns aber etwas unwahrscheinlich, da wir hierfür keine paläogeographischen Anhaltspunkte finden konnten.

Das Auftreten des merkwürdigen Montmorillonits könnte vielleicht auch durch ein nahes Vulkangebiet erklärt werden. Aus dieser Gegend sind aber in der Malmzeit keine Beispiele von vulkanischer Tätigkeit bekannt, so dass diese Möglichkeit unwahrscheinlich ist.

Vergleichende Betrachtungen

Vergleicht man die Zusammensetzung der Opalinustone mit derjenigen des unteren Oxfordiens — die Unterschiede zwischen unterem und oberem Oxfordien sind schon besprochen worden —, so stellt man eine weitgehende Übereinstimmung fest. Dies ist weiter nicht verwunderlich, sind doch die Ablagerungsbedingungen und Einzugsgebiete sehr ähnlich. Die kleinen Unterschiede, nämlich der höhere Chlorit- und Kaolinit-Gehalt in den Opalinustonen und dafür der etwas höhere Illit-Gehalt in den Oxfordienmergeln, lassen sich aus den etwas verschiedenen Sedimentationsbedingungen erklären. Es scheint, dass das Material der Opalinustone vor der Ablagerung weniger lang im Meerwasser schwebte. Die vielen gröberen, sandigen Bänken, die sich zwischen die Tonschichten einschalten, lassen auf eine direkte Schüttung vom Einzugsgebiet her schliessen. Der Oxfordienmergel dagegen erweckt im Dünnschliff den Eindruck, das Tonmaterial sei ganz gleichmässig mit dem Karbonat sedimentiert worden, ohne durch gröbere Einschüttungen vom Land her gestört zu werden. Die Tonsubstanz blieb länger im Meerwasser, wobei sich Kaolinit und Chlorit leichter umwandeln konnten als bei den Opalinustonen, deren Material wahrscheinlich nur kurz unterwegs war. Wesentlich grösser ist die Verschiedenheit des Tonmineralgehalts zwischen den Opalinustonen und den Oxfordienmergeln einerseits und den Molasseproben andererseits; in letzteren fanden wir vor allem Montmorillonit, Mixed-layer-Mineralien, Illit und Chlorit. Der Grund hierfür mag in den vollkommen verschiedenen Ablagerungsbedingungen liegen: die dunklen, schwarzen Tone und Mergel des Juras sind marin-epikontinentale Bildungen, die durch uns untersuchten Molasse-Proben dagegen deutlich fluvioterrestrische. Zudem spielen sicher auch die vollkommen verschiedenen Einzugsgebiete eine wesentliche Rolle: die Molasse-Sedimente sind Abtragungsmaterial der Alpen, die Opalinustone und Oxfordienmergel dagegen wurden vom Schwarzwald und den Vogesen gespiesen.

Obschon eigentlich noch wenig Glazialtone und -mergel untersucht worden sind, kann man doch annehmen, dass ihr Mineralgehalt ganz besonders stark durch das Ursprungsmaterial beeinflusst wird. Erwähnenswert ist aber, dass sowohl VERNET (1958) als auch wir in Glazialmergeln, die direkt auf Molassetonen aufliegen, einen von diesen deutlich verschiedenen Mineralgehalt fanden: der Einfluss der Vergletscherung, die das Molassematerial aufarbeitete, transportierte und in den Glazialtonen wieder ablagerte, war demnach doch nicht ganz unbedeutend.

Herrn Prof. Dr. E. Niggli sei an dieser Stelle für die Förderung und Überprüfung dieser Arbeit herzlich gedankt. Herr Prof. Dr. W. Nowacki (Abt. für Kristallographie und Strukturlehre, Universität Bern) stellte mir freundlicherweise das „Phillips“-Diffraktometer zur Verfügung. Der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und ihrem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. F. de Quervain, dem ich auch für eine Kritik dieser Arbeit dankbar bin, sei für die finanzielle Unterstützung bestens gedankt. Das Institut für anorganische Chemie der Universität Bern (Leitung Prof. Dr. W. Feitknecht) erlaubte mir die Benützung seines modernen Phillips-Diffraktometers und ermöglichte mir wiederum die Anfertigung von elektronenmikroskopischen Aufnahmen, wofür ich, besonders auch Herrn Dr. H. R. Oswald, meinen Dank aussprechen möchte.

Literatur

- BRAUN, L. (1920): Geologische Beschreibung von Blatt Frick (1 : 25 000). Verh. Natf. Ges. Basel.
- BRÄNDLIN, E. (1911): Zur Geologie des nördl. Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal. Verh. Natf. Ges. Basel.
- BRINDLEY, G. W. (1961): In: The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. G. Brown editor. Mineralog. Soc. London.
- BUXTORF, A. (1901): Geologie der Umgebung von Gelterkinden. Beitr. Geol. Karte der Schweiz. N.F., 11. Lfg.
- DIEBOLD, P. (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Ocourt. Beitr. Geol. Karte der Schweiz. N.F., 111. Lfg.
- ESENWEIN, P. (1952): Über neuere Ergebnisse schweizerischer Tonforschung. Actes IIIe Congrès Céramique Int. Paris.
- Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt 92/95. 1930.
- GRIFFIN, G. M. and INGRAM, R. L. (1955): Clay minerals of the Neuse River Estuary. J. Sed. Petr. 25.
- GRIM, R. E., DIETZ, R. S. and BRADLEY, W. F. (1949): Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean off the California coast and the Gulf of California. Bull. Geol. Soc. Amer. 60.
- GRIM, R. E. and JOHNS, W. D. (1954): Clay mineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico: in Clays and Clay Minerals, Natl. Acad. Sci. Nat. res. Council Pub. 327.

- HAUBER, L. (1960): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen. Beitr. Geol. Karte der Schweiz. N.F., 112. Lfg.
- JÄGER, E. und SCHILLING, S. (1956): Zum Selbstbau einer Apparatur zur differentiellen Thermoanalyse. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36/2.
- KELLER, W. T. (1922): Geologische Beschreibung des Kettenjuras zwischen Delsbergerbecken und Oberrheinischer Tiefebene. Eclogae geol. Helv. 17.
- MAC KENZIE, R. C. (1957): The differential thermal investigation of clays. Mineralog. Soc. London.
- MAUREL, P. (1959): Etude minéralogique de quelques marnes noires oxfordiennes. Bull. Soc. franc. Minér. Crist. LXXXII.
- MILLOT, G. (1949): Relations entre la constitution et la génèse des roches sédimentaires argileuses. Geol. app. et prosp. min., t. 2, nos 2, 3, 4.
- (1953): Héritage et Néof ormation dans la sédimentation argileuse. C. R., Congr. Geol. Intern. 19th Session, 1952.
- MÜHLBERG, F. (1908): Erläuterungen zur Geol. Karte der Umgebung von Aarau. (1 : 25 000). Nr. 8.
- PETERS, Tj. (1961): Tonmineralogische Untersuchungen an Glazialmergeln von Zollikofen und an aquitanen Tonen und Mergeln von Pieterlen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41/1.
- PILLER, H. (1952): Die Phasenkontrastmikroskopie als Hilfsmittel zur Bestimmung feinkörniger, speziell dünner, transparenter Minerale. Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr. 3.
- ROLLIER, L. (1898): Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassique de la feuille VII. Mat. carte géol. de la Suisse. N.S. VIII.
- RUSTOM, H. (1956): Über die Natur der Tonbestandteile der Rohstoffe schweizerischer Portlandzemente. Diss. ETH, Zürich.
- TRÜMPY, R. (1958): Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. Geologie en Mijnbouw, 20/10.
- VERNET, J. P. (1958): Etudes sédimentologiques et pétrographiques des formations Tertiaires et Quaternaires de la partie occidentale du plateau suisse. Eclogae geol. Helv. 51/3.
- WEAVER, CH. E. (1958): Geologic Interpretation of argillaceous sediments. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 42/1.
- (1959): The clay petrology of sediments. Clays and Clay Minerals (6th Conf.), Pergamon Press, New York.
- (1960): Possible uses of clay minerals in the Search for oil. Clays and Clay Minerals (8th Conf.), Pergamon Press, New York.
- WINCHELL, A. N. and H. (1951): Elements of optical mineralogy. J. Wiley and Sons, New York.
- X-Ray Powder Data File*: Compiled under the auspices of the Joint Committee on Chemical Analysis by Powder Diffraction Methods. Published by the American Society for Testing Materials, Philadelphia.

Manuskript eingegangen am 28. Mai 1962.