

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	52 (1959)
<b>Heft:</b>	1
<b>Artikel:</b>	Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura
<b>Autor:</b>	Stäuble, Albert J.
<b>Kapitel:</b>	VIII: Zur Petrographie einzelner Gesteinstypen
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-162566">https://doi.org/10.5169/seals-162566</a>

### 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:** 11.01.2026

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

Es ist anzunehmen, dass sich der Faziesraum der Callovian-Tone südlich der Linie Chasseral-Röthifluh fortsetzt. Das gleiche gilt für die Mergelfazies im Waadtländer Jura. Weiter wurde auf Grund der eng begrenzten Ausdehnung der Silexhorizonte die Vermutung ausgesprochen, dass schon im Gebiete der Juraseen die Callovian-Ton-Fazies über die Dalle nacrée-Fazies dominiert (vgl. p. 150 und Figur 13, p. 159).

Überblickt man nun den Faziesraum der Dalle nacrée, so stellt man fest, dass ihr Hauptausbreitungsgebiet zwischen dem Massif Central und den Vogesen im NW und im südöstlich angrenzenden Juragebirge liegt.

Es besteht durchaus die Möglichkeit, dass, wenigstens im mittleren Unter-Callovian, im Mittelland ein direkter Zusammenhang zwischen den Callovian-Tonen im östlichen Untersuchungsgebiet und den Marnes de Furcile im Waadtländer Jura einerseits und der westalpin/ultrahelvetischen Tiefsee andererseits bestand. Damit wäre im Solothurner- und Basler Jura für kurze Zeit eine Verbindung zwischen der Beckenzone im Elsass und dem alpinen Meer hergestellt gewesen (vgl. SAUER, 1953; DREYFUSS, 1954; SCHIRARDIN, 1954).

Das Mittel- und Ober-Callovian ist charakterisiert durch die Bildung eisenoolithischer Gesteine, sowohl im Untersuchungsgebiet, als auch in den angrenzenden Zonen. Ihr erhöhter Gehalt an Schwemmmholz, im zentralen Jura weniger deutlich als am Fuss der Vogesen und im Aargauer Jura (Herznach), weist darauf hin, dass eine ausgeprägte Tendenz zur Emersion bestand. Es entstanden wohl da und dort kurzlebige, kleine Inseln. Ob dies auch für das schweizerische Mittelland Gültigkeit hatte, kann nicht entschieden werden.

### VIII. Zur Petrographie einzelner Gesteinstypen

(Figuren 13–16)

Bei der Durchsicht der umfangreichen, das Juragebirge betreffenden Literatur zeigt es sich, dass petrographische Probleme im allgemeinen nur erwähnt, nicht aber näher untersucht wurden. Wie DE QUERVAN & WINTERHALTER (1930) bemerken, sind die Juragesteine sowohl chemisch-analytisch, als auch petrographisch noch sehr wenig bekannt.

Ich möchte in diesem Kapitel auf drei Gesteinarten eintreten, die in meinem Untersuchungsgebiet besonders typisch entwickelt sind:

- A. Die Dalle nacrée.
- B. Die Silexbildungen.
- C. Die eisenoolithischen Gesteine.

#### A. DIE DALLE NACRÉE

Der Name «Dalle nacrée» wurde von J. THURMANN (1832) erstmals verwendet und hat sich in der Folge in der Literatur eingebürgert.

Die Dalle nacrée ist ein Calcarenit von beiger, grauer bis graublauer Farbe. Das Gestein wittert gelbbraun, graubraun oder braunrot an. Die Verwitterungsflächen sind übersät von auswitterndem kalkigem oder kieseligem organischem Detritus.

Das Gestein ist dünngebankt und unregelmässig kreuzgeschichtet.

Soviel festgestellt wurde, ist die Zementierung im frischen Gestein ziemlich vollständig.

Schon makroskopisch können drei Dalle nacrée-Typen unterschieden werden:

1. Grobe Calcarenite: Der Durchmesser der Komponenten beträgt mehr als 1 mm.

2. Feine Calcarenite: Die Komponenten sind kleiner als 1 mm.

3. Oolithische bis onkoidische Calcarenite: Sie enthalten wenig organische Komponenten verschiedener Grösse.

### 1. Grobe Calcarenite

60% aller Dalle nacrée-Gesteine müssen dieser Gruppe zugeordnet werden. Die Schichtmächtigkeit liegt stets zwischen 5 und 15 cm. Die braunroten Verwitterungsflächen sind von grobem organischem Detritus übersät. Der Durchmesser der Komponenten beträgt meistens 2–4 mm, doch wurden auch Crinoiden- und Bivalventrümmer von 6–9 mm Länge beobachtet. Ein Teil des Detritus ist verkieselt.

Die chemische Zusammensetzung ist ausserordentlich konstant. Es wurden volumetrisch 20 Kalkanalysen durchgeführt. Der Kalkgehalt beträgt im Mittel 95%, der Gehalt an Magnesium-carbonat 1,5 %. Herr Professor Dr. J. JAKOB hat in zuvorkommender Weise eine Gesamtanalyse durchgeführt, die folgende Zusammensetzung ergab (Profil 22, Nr. 9, p. 107):

	SiO <sub>2</sub>	0,42%	Übertrag	56,48%
	TiO <sub>2</sub>	0,00%	Na <sub>2</sub> O	0,30%
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92%	K <sub>2</sub> O	0,07%
FeO +	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,11%	+ H <sub>2</sub> O	0,54%
	MnO	0,04%	- H <sub>2</sub> O	0,03%
	MgO	1,19%	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00%
	CaO	52,80%	CO <sub>2</sub>	42,72%
	Total	56,48%	Total	100,14%

Die Analyse einer Probe kieseliger, grobspätiger Dalle nacrée ergab folgende Werte (Profil 48, Nr. 114; p. 114):

	CaCO <sub>3</sub>	82,8%
	MgCO <sub>3</sub>	2,0%
	SiO <sub>2</sub>	14,1%
	Rest (FeO, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Ton)	1,1%
	Total	100,0%

Die heterogene Zusammensetzung des Gesteines kommt jedoch erst im Dünn-schliff zur Geltung. Die Grundmasse ist fein- bis grobkristallin kalzitisch, wobei die letztere meistens klar, die feinkristalline Grundmasse dagegen grau bis gelblich pigmentiert ist.

Der organische Detritus ist aus den Trümmern folgender Organismen zusammengesetzt: Crinoiden (40–65%), Echiniden, Bivalven (20–25%), Brachiopoden (0 bis

5%), Bryozoen (2–10%), Gasteropoden (0–3 %), Spongien, Milioliden und Cristellarien. Crinoiden, Bryozoen und Milioliden sind meistens mehr oder weniger vererzt (durch Pyrit und/oder Limonit). Die Spongiennadeln werden leicht übersehen. Meistens ist nur der erweiterte tonig-limonitische Achsenkanal sichtbar. Die Dalle nacrée ist also keine Echinodermenbreccie im engsten Sinne, sondern ein organogener Trümmerkalk verschiedenster Zusammensetzung.

Die anorganischen Komponenten bestehen aus Ooiden, Onkoiden, Limonit, Pyrit, detritischem Quarz, authigenem Quarz, Chalzedon und Quarzin.

Die Ooide besitzen als Kern entweder feines Schalenmaterial oder ein onkoidisches Mikrogeröll. Quarzkerne wurden keine beobachtet. Die Schale ist stets grau oder gelblich und einfach. Sehr selten wurden mehrere konzentrische Ringe beobachtet. Der Durchmesser der Ooide beträgt im Durchschnitt 0,6 mm.

Die Onkoide sind stets dunkel gefärbt. Es sind richtunglos struierte kleine Kügelchen, die entweder allein oder mit Schalensplittern und anderen Onkoiden vereint, als Mikrogerölle im Gestein liegen. Ein Teil dieser runden bis ovalen Onkoide, die in organogenen Kalken stets vorkommen, ist sicher koprogener Herkunft (faecal pellets).

Limonitisch-toniges Material ist in der Dalle nacrée häufig. Kleine Limonitkörnchen liegen überall in der Grundmasse verteilt. Bei der Umkristallisation vererzter Crinoidentrümmer wird das Material entmischt und an den Rändern in kleinen Nestern oder Schlieren angereichert. In relativ frischem Gestein können an den Rändern von Schalentrümmern vereinzelt kleine Pyritkristallchen beobachtet werden, ein Hinweis, dass der Calcarenit primär ziemlich pyritreich war.

Detritisches Quarz wurde in jedem Dünnschliff festgestellt. Der mittlere Durchmesser der schlecht gerundeten Körner beträgt 0,04 mm. Ein Teil des organischen Detritus ist verkieselt. Das Verkieselungsmaterial besteht aus Quarzin, in der Grundmasse dagegen aus Chalzedon. Authiger Quarz wurde an den Rändern von Quarzin- oder Chalzedonsphärolithen festgestellt.

## 2. Feinspätige Calcarenite

Prozentual treten diese Calcarenite gegenüber der grobspäten Dalle nacrée stark zurück. Sie umfassen einen Drittels des gesamten Schicht-Komplexes und verteilen sich regellos zwischen die Dalle nacrée. Einige Male wurden 10–15 cm mächtige Schichten beobachtet, in denen die obere Hälfte feinspätig, die untere Hälfte grobspätig war. Es handelt sich um eine Art «Graded bedding», verursacht durch das Aufwirbeln des Sedimentes in stark bewegtem Wasser und darauf folgende «sortierte» Neusedimentierung.

Im günstigsten Fall können schon im anstehenden Gestein fein- und grobspätige Schichten voneinander unterschieden werden. Jene sind gegenüber der groben Dalle nacrée wie folgt charakterisiert:

- a) Die Bankung ist kräftiger und regelmässiger. Die Schichtmächtigkeit beträgt 10–30 cm.
- b) Meistens sind die Verwitterungsfarben etwas heller.
- c) Die Verwitterungsflächen sind fein und sandig anzufühlen.
- d) Das Gestein ist bedeutend zäher und oft auch kieseliger.

Ergebnisse einer Analyse (Profil 48, Nr. 150; p. 116):

Rest ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ usw.)	
Ca $\text{CO}_3$	96,5 %
Mg $\text{CO}_3$	1,3 %
$\text{SiO}_2$	1,3 %
Rest ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ usw.)	1,1 %
Total	100,2 %

Die grössten Unterschiede treten allerdings erst im Dünnschliff hervor. Die Grundmasse ist meistens grobkristallin, doch treten stellenweise noch gelblich pigmentierte feinkristalline Partien auf. An feinen Reliktstrukturen von Crinoiden konnte ich erkennen, dass ausser der Grundmasse auch ein Teil des organischen Detritus diagenetisch umkristallisiert ist und nicht mehr von ihr getrennt werden kann. Auf eine diagenetische Umwandlung deuten auch gewisse Anhäufungen von Limonitkörnchen hin, sowie Limonitschlieren, die bei der Diagenese vererzten organischen Materials durch Entmischung entstanden sind. Damit ist ein Teil des organogenen Detritus der Beobachtung entzogen. Aber trotzdem scheint der Anfall von Bivalven- und Echinodermenträmmern auch primär geringer gewesen zu sein.

In diesem Sediment dominieren onkoidische und in zweiter Linie oolithische Komponenten. Der Durchmesser der Onkoide beträgt meistens 0,5 mm, in Extremfällen 1 mm. Ihre Farbe ist grauschwarz in frischem Gestein bis braungrau in der Verwitterungszone. Die Form ist rund, oval oder spindelförmig. 50 % dieser Onkoide enthalten Milioliden und Cristallarien, deren Kammern ebenfalls von grauschwarzem Material erfüllt sind. Die Schalen sind teilweise vererzt. Daneben treten auch kleinere, vollkommen richtungslose Onkoide auf, die koprogener Herkunft sein dürften. A. SCHWARZ (1932) beschreibt Proben aus dem Wattenmeer Norddeutschlands, die von Koprolithen durchsetzt sind. Der Autor vermutet, dass es sich um Gasteropoden- und Crustaceenkoprolithe handeln könnte. Die Kugelchen sind z. B. im Wattenmeer oft in kleine Senken verschwemmt und angereichert.

Bei den Ooiden ist es schwierig zu entscheiden, welches einfach geschalte Ooide sind und welches Onkoide sind, deren Zentrum ausgebleicht bzw. entmischt ist. Als sichere Ooide dürfen wohl nur jene Körner betrachtet werden, deren Kerne aus einem organischen Trümmerchen bestehen und die eine deutlich konzentrische Schalung aufweisen (vgl. W. WETZEL, 1937).

Verkieselungen fehlen in den einen Proben, in anderen sind sie wiederum häufig zu beobachten.

Nur selten tritt detritischer Quarz auf. Die schlecht gerundeten Körnchen erreichen Durchmesser von 0,05 mm.

Pyrit wurde in Onkoiden und als Füllung von Milioliden beobachtet. Die feinen Kriställchen sind im Zusammenhang mit der Zersetzung organischen Materials entstanden.

Der Kalkgehalt beträgt im Mittel (10 An.) 95 %, der Dolomitgehalt 1,6 %.

### 3. Oolithische-onkoidische Calcarenite oder Kalke

Der Übergang zu den Gruppen 1 und 2 ist gleitend, da ja beide oben beschriebenen Gruppen Ooide bzw. Onkoide enthalten. Von der ersten Gruppe unterscheidet sich dieser Typ durch das häufige Auftreten von Ooiden und das Zurücktreten des organischen Detritus, von der zweiten durch das vermehrte Erscheinen von Ooiden und durch den Gehalt an sehr groben Bivalventrümmern.

Die Entwicklung dieser Calcarenite fällt in das Gebiet nördlich des Doubs.

Die Zusammensetzung des organischen Detritus ist die gleiche wie in Gruppe 1. Die Ooide sind bis 0,8 mm gross, gut geschalt und enthalten einen organischen oder onkoidischen Kern. Limonit liegt meistens an den Rändern entmischt organischer Trümmer. Im frischen Gestein wurden kleine Pyritkristallchen beobachtet. Detritischer Quarz ist fein verteilt. Die Körner sind höchstens 0,05 mm gross.

Im Tal des Dessoubre (Profil 47) treten an Stelle der Calcarenite fast reine Oolithe. Äußerlich, in Anwitterung und Bankung unterscheidet sich das Gestein in keiner Weise von einem oolithischen Calcarenit des Typs 3.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein folgende Zusammensetzung:

	Schliff 1	Schliff 2
Grundmasse . . . . .	29%	21%
Ooide . . . . .	65%	75%
Org. Komp. . . . .	6%	4%

Die Grundmasse ist grobkristallin kalzitisch und farblos. Nur an den Rändern von Limonitkörnern ist sie leicht gelblich gefärbt. Die Ooide sind dicht gepackt. Sie sind diagenetisch verändert worden. Die konzentrische Schalung ist noch erhalten, doch treten auch feine Radialfasern auf. Bei der Diagenese sind die Ooide des Schliffes 1 entmischt worden, wobei sich das limonitische Material zu Körnchen gesammelt hat. Die Grundmasse des Schliffes 2 dagegen ist feinkristallin, die Ooide sind nicht entmischt. Sie sind dunkelgrau gefärbt, in der Verwitterungszone werden sie bräunlich. Der Gedanke, dass es sich hier um eine Vorphase zur Eisenooibildung handelt ist nicht von der Hand zu weisen. Es ist ja schon mehrmals darauf hingewiesen worden, dass der Übergang von den calcarenitischen zu den eisenooolithischen Anceps-Schichten gleitend ist (vgl. CAYEUX, 1935).

### 4. Die Entstehung des Dalle nacrée

Die Entwicklung der Dalle nacrée ist an folgende Punkte gebunden:

- a) Es handelt sich um eine flachmeerische Ablagerung. Die Kreuzschichtung, gewellte Schichtflächen (verwischte Rippelmarks) und die Ooide weisen in dieser Richtung. Nach TERMIER (1952) sind die Bewegungen des Wassers durch Wind, Gezeiten usw. bis in etwa 200 m Tiefe spürbar.
- b) Die Ablagerung erfolgte in einem warmen Meer, denn die Bildung von Kalkooiden ist an folgende Bedingungen geknüpft:

Starke Erwärmung des Wassers.

Übersättigung an gelöstem Kalk ( $\text{CO}_2$ -Defizit).

Starke Bewegung des Wassers.

Geringe Tiefe. (Vgl. L. CAYEUX, 1935).

- c) Die Salinität des Wassers war konstant. Ein Teil der im Sediment eingebetteten Organismen (Crinoiden, Brachiopoden) sind stenohalin und pöciolosmotisch. Das heisst, dass der innere Druck der Organismen ungefähr gleich dem osmotischen Druck des Meerwassers ist und keine Schwankungen verträgt. Das bedeutet, dass das Sediment im freien Meer abgelagert wurde und nicht von Fluss- oder Brackwasser beeinflusst wurde.
- d) Detritischer Quarz ist selten und tritt nur in feiner Fraktion auf. Auch diese Tatsache weist auf festlandferne Ablagerung der Calcarenite hin.
- Zusammenfassend stellen wir fest, dass die Dalle nacrée in einem warmen und flachen Meer abgelagert wurde. Durch Wellenbewegung, lokale kräftige Strömungen (eventuell auch durch Aasfresser) wurde das organische Material aufgearbeitet, zerkleinert, über kurze Strecken verfrachtet und mehr oder weniger gut sortiert. Eine direkte Beeinflussung durch ein benachbartes Festland fand hier nicht statt.

## B. DIE SILEXBILDUNGEN

Die Silexbildungen in der Dalle nacrée wurden schon von J. THURMANN (1832) beschrieben, doch sind sie auch in neuerer Zeit nie näher untersucht worden.

Kleinere Verkieselungen können, wie schon erwähnt, im gesamten Dalle nacrée-Raum beobachtet werden. Sie beschränken sich auf vereinzelte Bivalven- und Echinodermenrümmer.

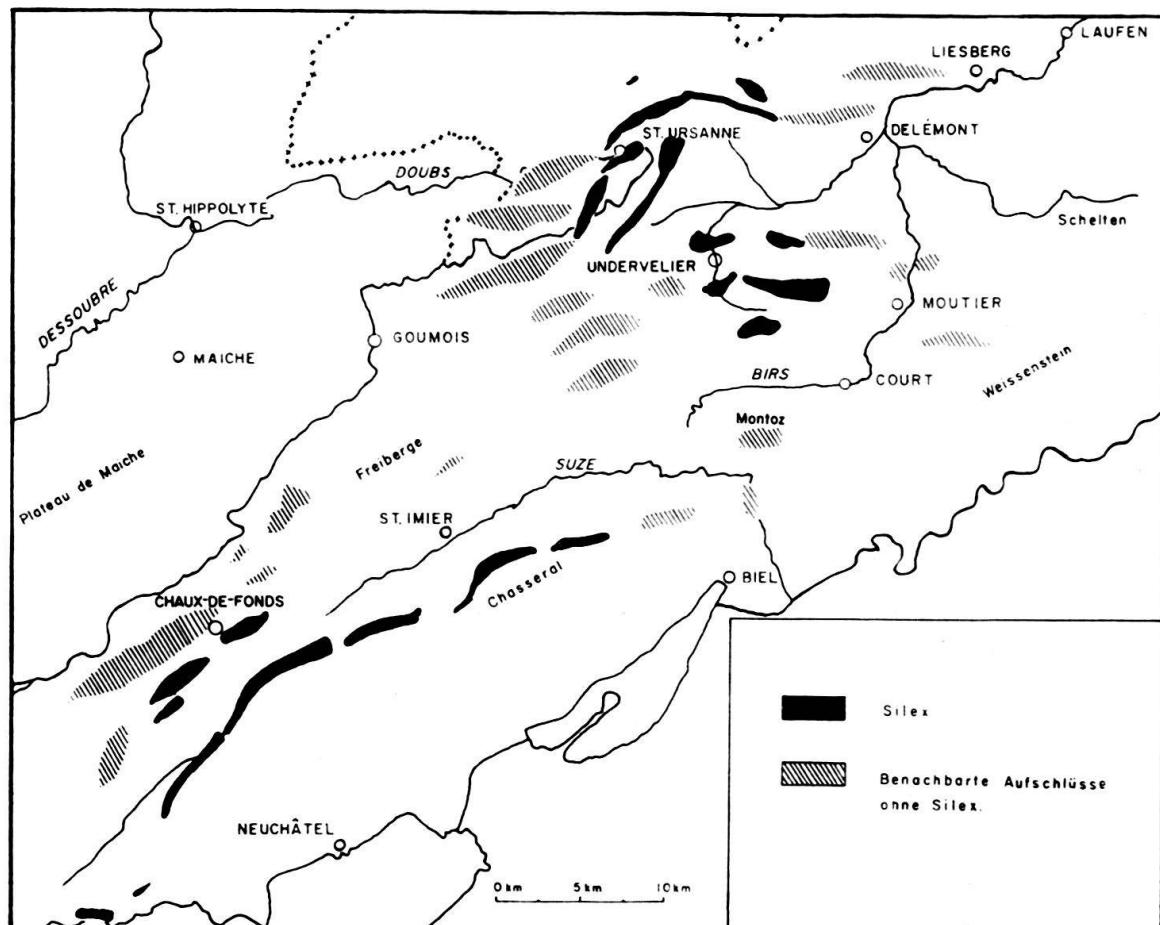


Fig. 13. Verbreitung der Silexbildungen im Callovian des zentralen Schweizer Jura

Eigentliche Silexbildungen aber sind an eine ganz bestimmte Zone gebunden, deren Verlauf auf Figur 13 dargestellt ist. Ich habe diese Zone auch über den N-Rand meines Untersuchungsgebietes hinaus verfolgt und stellte fest, dass sie erst wieder am Vogesenfuss, bei Belfort, erscheint. Sie biegt also kurz nach der Mont Terri-Antiklinale nach NNW ab, da sie im Raume von Pfirt und Dürlinsdorf nicht mehr festgestellt wurde.

Schon makroskopisch können die Silexbildungen in folgende 4 Hauptgruppen eingeteilt werden:

1. Grob- bis feinspätige Dalle nacrée mit vereinzelten, kleinen Verkieselungen.
2. Grobspätiger lumachellöser Calcarenit mit kalzitischer Grundmasse und fast vollständiger Verkieselung allen organischen Detritus.
3. Silexlinsen im Innern einer Schicht.
- a) Kalkige Varietät.
- b) Dichte Varietät.
4. Silexbildungen auf den Schichtflächen.
- a) Ungeschichtete Varietät.
- b) Geschichtete Varietät.

1. Die erste Gruppe wurde schon bei der Beschreibung der Dalle nacrée erwähnt. Sie ist nicht an eine bestimmte Zone gebunden, sondern ist in der gesamten Dalle nacrée verbreitet. Auf den Verwitterungsflächen der Calcareite sind die Verkieselungen als kleine graue Knötchen oder in Form von verkieselten Organismentrümmern leicht erkennbar. Im Anschliff zeigen sie sich als bläuliche Flecken. Hauptsächlich wurden organische Komponenten durch Quarzin verkieselt. Wo die Grundmasse verkieselt wurde, dominiert der Chalzedon. Die Sphärolithe sind an der einen Stelle längs einer umkristallisierten Spongiennadel linear angeordnet, am anderen Ort sind sie in Nestern angereichert, wobei die Faserenden der Sphärolithe sich berühren. An solchen Stellen kommt es zur Bildung von authigenem Quarz, der also stets von einem Kranz teilweise umkristallisierter Chalzedon- oder Quarzinsphärolithe umgeben ist.

2. Calcareite mit vollständig verkieseltem organischem Detritus wurden nur am Mont Perreux (Profil 22, Nr. 19) festgestellt. Aus dem braunrot anwitternden Gestein wittert ein dichtes Netzwerk verkieselter, schmutzig grauer Schalenrümmer aus. Nach der Behandlung mit kochender Salzsäure bleibt eine weisse, poröse und sehr leichte Silexmasse zurück. Auf der Oberfläche der verkieselten Trümmer sind die Sphärolithe als winzige Knötchen zu erkennen.

Die Grundmasse ist grobkristallin kalzitisch, stellenweise leicht gelblich verfärbt. Verkieselungen der Grundmasse sind selten und beschränken sich auf einzelne Chalzedonsphärolithe. Das Karbonat dagegen ist weitgehend durch Quarzin ersetzt. Die Verkieselung erfolgte von aussen nach innen. Im Zentrum einiger verkieselter Bivalventräummer liegen noch längliche Kalzitlinsen, die durch die Verkieselung eingeschlossen und konserviert wurden.

### 3. Silexlinsen im Innern einer Schicht

a) Die kalzitreichen Silexlinsen sind auf die in Figur 13 dargestellte Zone beschränkt, haben aber innerhalb dieser Zone die grösste Entwicklungsbreite. Auf der Anwitterungsfläche treten sie selten hervor, da sie auch braunrot gefärbt sind wie das umliegende Gestein. Nur auf frischer Bruchfläche sind sie gut erkennbar. Ihre Farbe ist hellgrau, die Form nierig, kugelig bis plattig. Die Linse ist öfters von einem 1–2 cm breiten Hof limonitischen, bei der Bildung des Silex verdrängten Materials umgeben. Die calcarenitische Struktur ist noch erhalten geblieben und tritt in Figur 14 deutlich hervor.

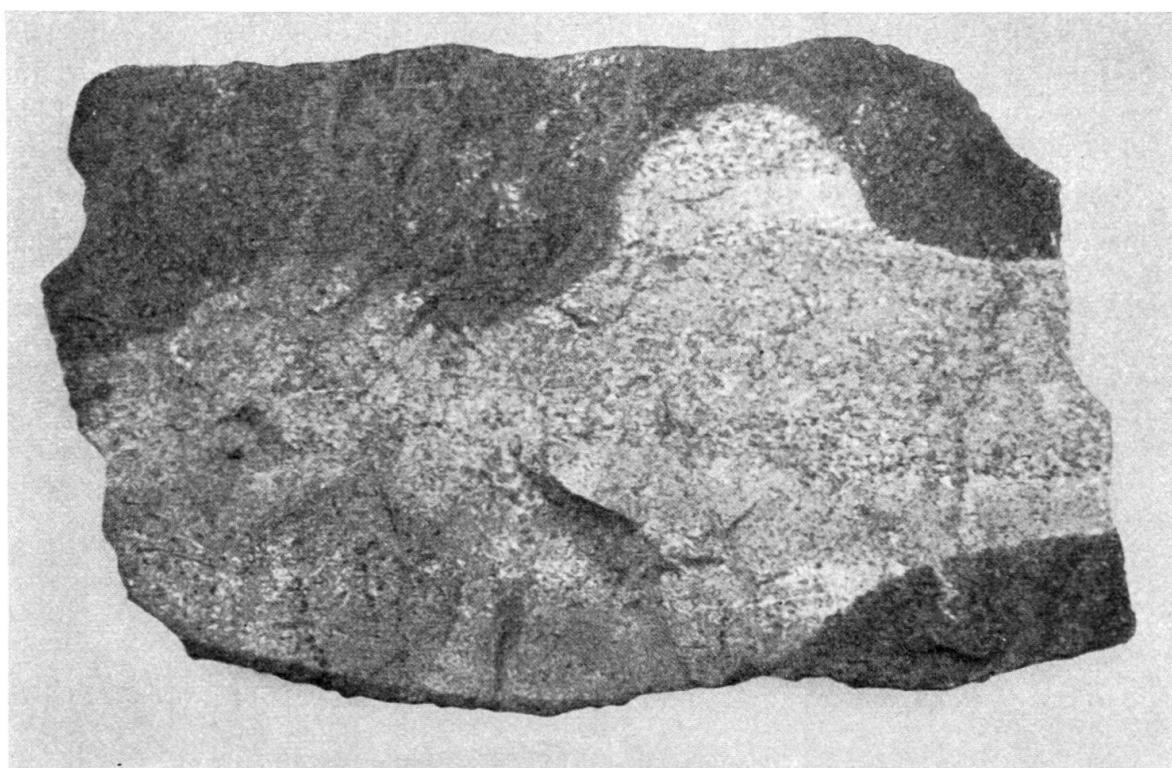


Fig. 14. Unvollständig verkieselter Silex von Gruppe 3a)

Der Quarzgehalt des Gesteins beträgt 50–60%. Die Chalédon- bzw. Quarzinsphärolithe sind nicht dicht gepackt. Sowohl die Grundmasse als auch der organische Detritus sind nur teilweise verkieselt. Spongiennadeln sind häufig; sie sind gekennzeichnet durch ihren limonitisch-tonig pigmentierten Achsenkanal und durch die lineare Anordnung einzelner Sphärolith-Gruppen. Die primäre, calcarenitische Struktur ist also erhalten geblieben. Man erhält den Eindruck, dass es sich um einen «unfertigen» Silex handelt.

b) Die dichten Silex im Innern einer Schicht sind selten. Sie sind ei- bis faustgross und lösen sich leicht aus dem sie umgebenden Calcarenit. Sie wittern grauweiss an. Der Bruch ist muschelig. Das dichte Gestein ist weiss bis bläulich gefärbt. Im Dünnschliff zeigt sich eine dichte Masse von kurzfaserigen Chalzedon- und Quarzinsphärolithen im Sinne der «Structure sphérolithique» (L. CAYEUX, 1929).

Die primär calcarenitische Struktur des Gesteins ist nicht mehr sichtbar. Nur die lineare Anordnung einzelner Sphärolithgruppen deutet auf Spongiennadeln hin. Die Primärstruktur konnte nur im Zentrum eines einzigen Silex beobachtet werden. Dieser Kern von 1 cm Durchmesser ist zwar ebenfalls vollständig verkieselt, doch blieben Echinodermen- und Ooidstrukturen erhalten. Im gleichen Silex wurden vereinzelte Dolomitkriställchen (kleine Rhomboeder) festgestellt. Die Grenze zwischen dem Kern und dem Silex sphérolithique ist durch eine Zone langfaserigen Chalzedons gekennzeichnet.

#### 4. Silexbildungen auf den Schichtflächen

a) Die ungeschichtete Varietät tritt weitaus am häufigsten auf. Die Ausdehnung der Linsen ist fladenförmig bis bankig; sie kann 2–3 m erreichen, die Dicke 30 cm. Zwei Analysen ergaben folgende Werte (Furcil, Profil 48, Nr. 144; p. 115):

1.	$\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$	14,7%
	$\text{SiO}_2$	84,4%
	Rest ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Ton)	0,9%
	Total	100,0%
2.	$\text{CaCO}_3$	24,0%
	$\text{MgCO}_3$	2,1%
	$\text{SiO}_2$	72,3%
	Rest ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Ton)	1,6%
	Total	100,0%

Im Dünnschliff gleicht diese Varietät dem Typ 3a). Sie ist nur stärker verkieselt.

b) Der geschichtete Silex liegt in Linsen oder Platten auf den Schichtflächen der Dalle nacrée. Sie wirken schmutzig grau an. Der Bruch ist muschelig bis splitterig. Schon makroskopisch ist die feine Schichtung sehr gut erkennbar (vgl. Figur 15). Im Dünnschliff erkennt man, dass die hellen Schichtchen sehr dicht verkieselt sind. Vereinzelt liegen Limonitkörnchen zwischen den Sphärolithen; noch seltener sind Kalzitrelikte oder Dolomitrhomboeder. Je mehr man sich der dunklen Schicht nähert, desto häufiger erscheinen Kalzitreste, verwischte Ooid-, Onkoid- oder Crinoidenstrukturen; besonders zahlreich aber treten Spongiennadeln auf.

Das Silexproblem hat schon so manche Erklärungen gefunden, dass man annehmen sollte, es sei vollständig gelöst. Wahrscheinlich sind aber die Meinungen noch jetzt genau so geteilt wie vor 50 Jahren.

Ich möchte an dieser Stelle auf einige dieser Theorien eintreten.

J. KÜNEL (1939) nimmt an, dass die Kieselsäure vulkanischen Ursprungs ist. Kieselthermen ergießen ihre Wässer ins Meer. Diese werden dort fächerförmig ausgetragen. Andere Quellen liefern ihr Material in den Bereich von Strömungen von

welchen es als Thermalwasserfahnen mitgeführt wird. Mit zunehmender Mischung mit dem Meerwasser beginnt die Ausflockung und Koagulation. Ein Teil der Kieselsäure wird durch Organismen aufgenommen. Diese haben an der Silexbildung keinen Anteil, sondern werden, da sie in solchen Zonen leben, auch manchmal im Silex eingeschlossen.

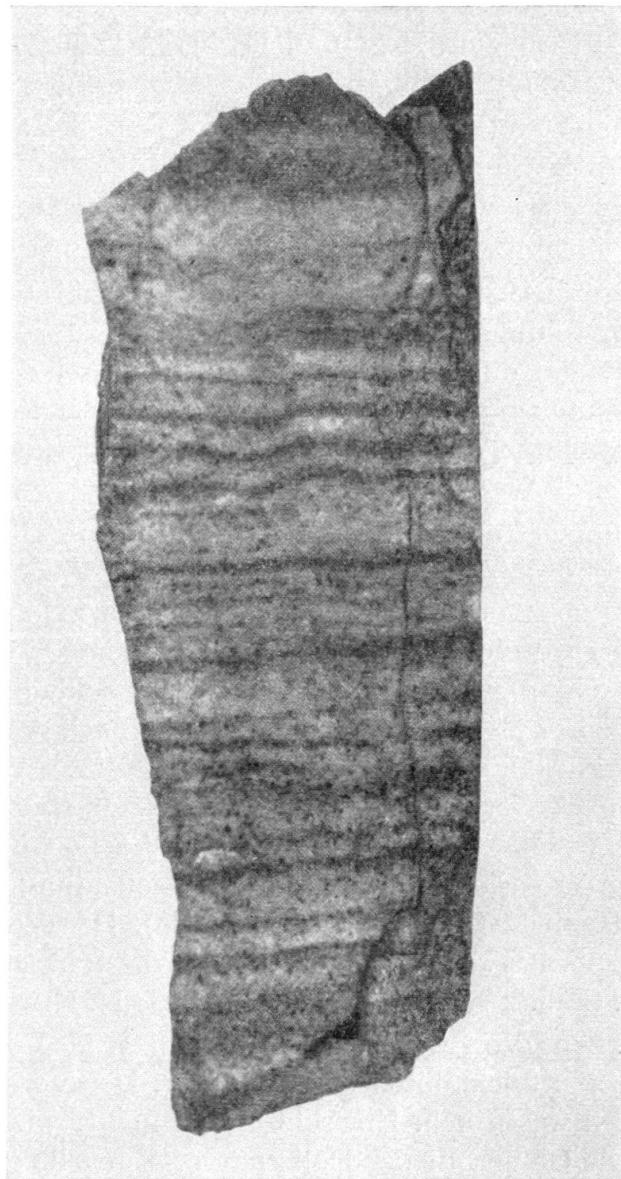


Fig. 15. Geschichteter Silex von Typ 4b).

Dieser Theorie stehen die Meinungen zahlreicher anderer Autoren entgegen (W. WETZEL, 1937; W. BARTH, 1939; P. NIGGLI, 1952; H. ILLIES, 1954; usw.). Sie nehmen an, dass die Kieselsäure von den Flüssen ins Meer transportiert wird und zwar ionogen oder als Sol. Im Meer flockt die Kieselsäure aus und wird von Organismen verarbeitet oder es bilden sich Gelklumpen.

Schon L. CAYEUX (1929) hat auf diese Möglichkeiten aufmerksam gemacht und bemerkt richtig, dass die Herkunft des  $\text{SiO}_2$  ganz verschieden sein kann und dass es keine allgemeine Regel gibt.

Was die Silexbildungen in der Dalle nacrée anbetrifft, nehme ich an, dass die Herkunft nicht vulkanisch sein kann. Im Gestein finden sich keine Mineralien vulkanischen Ursprungs noch Tuffe, deren halmyrolytische Zersetzung Kieselsäure liefern könnte (A. GOLDSTEIN & T. HENDRICH, 1953). Nicht nur aus der Dalle nacrée, sondern auch aus der weiteren Umgebung des Untersuchungsbereites, sind keine vulkanischen Typen bekannt. Die Kieselsäure ist auf dem normalen Weg über die Flüsse zum Meer und in diesen Raum gelangt, wo sie zum Aufbau von Spongien-Kolonien dem Meerwasser entnommen wurde.

Ebenso umstritten ist die Frage nach der Bildungszeit des Silex. WROOST (1936) und K. GRIPP (1954) nehmen an, dass der Silex spätdiagenetisch gebildet wurde. Durch tropisch-terrestrische Verwitterung wird die Kieselsäure mobilisiert und in tiefere Schichten verfrachtet.

W. WETZEL (1937 und 1939) und H. ILLIES (1954) vertreten die syngenetische bis frühdiagenetische Bildungstheorie. Organische Zersetzungprodukte werden im noch weichen Sediment durch die zirkulierenden Wässer gelöst. Die dabei entstehenden  $p^h$ -Schwankungen befördern oder hemmen die Lösung mineralischer Stoffe. Die beiden erwähnten Autoren weisen auf die Wichtigkeit von Permeabilität bzw. Porosität und  $p^h$ -Wert hin.

Für die in den Gruppen 1 und 2 beschriebenen Calcarenite sind diese zwei Punkte sicher von integrierender Bedeutung. Der Vorgang wird von mehreren Autoren beschrieben und geht, zusammengefasst wie folgt vor sich: Normalerweise ist Wasser mit dem  $p^h$ -Wert 7 sowohl mit  $\text{SiO}_2$  als auch mit  $\text{CaCO}_3$ -Ionen gesättigt. Bei der Ablagerung eines zoogenen Sedimentes beginnt im Schlamm sofort der Abbau organischer Produkte. Der  $p^h$ -Wert steigt oder fällt je nach dem Anfall alkalischer oder saurer Zersetzungprodukte. Da die Löslichkeitskurven von  $\text{SiO}_2$  und  $\text{CaCO}_3$  in Abhängigkeit vom  $p^h$ -Wert einander entgegengesetzt sind, beginnt in diesem Zeitpunkt an der einen Stelle (in saurem Milieu) die Ausflockung von Kieselsäure, an der anderen Stelle (in basischem Milieu) die Ausscheidung von  $\text{CaCO}_3$  und die Auflösung von kieseligem Material (Spongiennadeln). Der Vorgang geht solange weiter als noch organisches Material zersetzt wird, d. h. solange der  $p^h$ -Wert schwankt (vgl. C. W. CORRENS, in BARTH et al., 1939; N. NEWELL, 1953).

Der eben beschriebene Vorgang erklärt den Typ 1, also die in der gesamten Dalle nacrée verbreiteten Silexknötchen und Nester. Der Vorgang ist sicher auch für die Typen 2 und 3 wesentlich. Er erklärt aber nicht, wieso diese 2 Gruppen und auch Typ 4 an die Grenzzone der Dalle nacrée-Schwelle gebunden sind. Hier tritt noch ein weiterer Faktor hinzu, nämlich der Einfluss des Sedimentationsraumes der Callovian-Tone.

Die Silexbildungen sind ungefähr an die oben beschriebene Schwellenzone gebunden (Figur 13; p. 159). Trotzdem ist nicht anzunehmen, dass sie ihre Entstehung der direkten Beeinflussung durch periodisch von E gegen W vordringendes Meerwasser verdanken; zur Zeit ihrer Genese war ja die Dalle nacrée-Fazies schon weit über die Schwelle hinaus nach E vorgestossen.

Möglicherweise hat aber die Schüttung calcarenitischen Materials auf die Callovian-Tone eine Komprimierung derselben bewirkt. Ein Teil der dadurch mobilierten, kieselsäurereichen Bodenwässer ist lateral in die noch poröse Dalle nacrée

abgewandert und aufgestiegen. Den austretenden Lösungen wurde durch Organismen die Kieselsäure entzogen. Die primäre Anreicherung und Fixierung der Kieselsäure ist den Spongiens zu verdanken, denen sich in diesem Raum besonders günstige Entwicklungsmöglichkeiten boten. Abgestorbene Spongiens wurden im stark bewegten Meer rasch zertrümmert und mit viel organischer Substanz eingesedimentiert. Durch den Abbau organischen Materials wurden die auf p. 164 beschriebenen chemischen Reaktionen ausgelöst. Es ist daher anzunehmen, dass die Bildung des Silex in der Dalle nacrée frühdiagenetisch erfolgte.

Zum Schluss der Besprechung des Silexproblems möchte ich noch einige Bemerkungen zu den Modifikationen von Quarz beifügen.

H. LEITMEIER (1908) berücksichtigte bei seiner Besprechung der Quarzmodifikationen nur die Bezeichnungen Quarz, Chalzedon und Opal. Er fand es nicht nötig, diese Modifikationen noch weiter zu unterteilen. Das mag ein Grund sein, warum in der neueren deutschen Literatur stets Chalzedon genannt wird. In der französischen Literatur dagegen hat schon LACROIX (1901–1909) zahlreiche Modifikationen unterschieden (z. B. Quarz; Chalzedon, –; Quarzin, +).

Ich habe aus 70 Dünnschliffen die verschiedenen in der Dalle nacrée auftretenden Modifikationen ausgezählt. Dabei ergaben sich folgende Werte:

- 35 Schlitte enthalten nur Quarzin
- 20 Schlitte enthalten nur Chalzedon
- 15 Schlitte enthalten Chalzedon und Quarzin
- 5 Schlitte enthalten Chalzedon und Quarzin + auth. Quarz
- 1 Schlieff enthält Chalzedon und Quarzin + Opal.

Der Quarzin dominiert in den Calcareiten. Mit zunehmender Verkieselung tritt an seine Stelle der in Calcareiten seltene Chalzedon.

Verkieselter, organischer Detritus besteht meistens aus Quarzin, verkieselte Grundmasse dagegen aus Chalzedon.

Langfaserige Chalzedon- und Quarzinsphärolithe sind unstabil und werden in kurzfaselige umkristallisiert; Chalzedon zu Chalzedon; Quarzin zu Quarzin; Quarzin zu Chalzedon und umgekehrt.

Der authogene Quarz liegt stets im Zentrum von Sphärolithnestern. Sowohl Chalzedon als auch Quarzin können an der Bildung des Quarzes beteiligt sein. Auffallend ist auch, dass Quarzin hauptsächlich an organischen Detritus gebunden ist, während Chalzedonsphärolithe mehr auf die Grundmasse beschränkt sind. Möglicherweise hat die Quarzinbildung eingesetzt bevor die Grundmasse auskristallisiert war.

#### C. DIE EISENOOLITHE DES MITTEL- UND OBERCALLOVIAN

Über der Erosionsfläche im Dach der Dalle nacrée liegen im ganzen Untersuchungsgebiet eisenoolithische Gesteine, die zum grössten Teil den Anceps-Athleta-Schichten angehören, in geringerem Masse dem Unter- und Ober-Oxfordian.

Die Mächtigkeit der Serie ist starken Schwankungen unterworfen (zwischen 15 cm und 1,2 m), die primär durch die reduzierte Sedimentation, sekundär durch mehrere, wahrscheinlich submarine Erosionsphasen bedingt sind.

Die Zusammensetzung des Sedimentes ist äusserst heterogen. Eisenoolithische Mergel wechsellagern mit schlecht gebankten Kalken, Knauerlagen und Mergelkalken, wobei die Abfolge von Aufschluss zu Aufschluss variiert.

Die Ooidkörner liegen wolzig im Gestein oder sind in Nestern angereichert. In gut geschichteten Mergeln ist die Verteilung regelmässiger als in Knauern oder knolligen Kalkschichten.

Die Verwitterungsfarben sind braungelb, braun, braunrot bis weinrot. Im frischen Bruch ist das Gestein grau bis braun gefärbt.

Da die Schichten im Untersuchungsgebiet tiefgründig verwittert sind, wurden die Proben den kalkigen Partien entnommen, die noch am wenigsten zersetzt sind.

Die eisenoolithischen Gesteine im Mittel- und Ober-Callovian des Untersuchungsgebietes werden in 2 Gruppen gegliedert:

1. Übergangsgesteine.
2. Eisenoolithische Gesteine s. s.

### 1. Übergangsgesteine

Es wurde schon erwähnt, dass der Übergang von den calcarenitischen Gesteinen der Dalle nacrée zu den Eisenolithen gleitend war. Die Erosionsphase im oberen Mittel-Callovian hat diese Übergangsgesteine aufgearbeitet. Nur in Rondchâtel (Profil 18) wurden geringe Reste dieses Typs festgestellt.

Der Dünnenschliff zeigt eine feinkristalline, grau bis bleich pigmentierte Grundmasse. Der organische Detritus setzt sich zur Hauptsache aus vererzten Crinoiden- und Bivalventrämmern zusammen. Etwas weniger häufig sind Bryozoen-, Brachiopoden- und Gasteropodentrümmer, sowie Ostracaden. Vereinzelte Spongiennadeln sind weitgehend umkristallisiert. In der Grundmasse sind zahlreiche Limonitkörnchen eingestreut; stark angereichert sind sie an den Rändern umkristallisierter und entmischter Crinoidentrümmer. An einigen Stellen ist die Grundmasse durch Limonit braun gefärbt. Detritischer Quarz ist selten. Der Durchmesser der Körnchen liegt um 0,02 mm. Graubraun gefärbte Mikrogerölle, zusammengesetzt aus onkoidischen Geröllen und feinem Schalengrus sind selten, vervollständigen aber das Bild eines in stark bewegtem Milieu abgelagerten Sedimentes.

In dieser calcarenitischen Masse liegen die Eisenooide. Im Schliff erkennt man, dass die Ooide diagenetisch stark verändert sind. Der Kern ist hell und besteht aus vererzten Crinoidentrümmer. Die diagenetische Umwandlung bewirkt eine weitgehende Verwischung der Strukturen. Im Extremfall wird der Kern durch einen oder mehrere Ankeritkristalle gebildet. Die Schale hat ihre Primärstruktur ebenfalls verloren. In den meisten Fällen besteht sie aus mehreren Ankerit-Sideritkristallen. Die einzelnen Kristalle sind von einem feinen Limonithäutchen umgeben. Sie sind charakterisiert durch ihre gelbliche Farbe, durch ihre hohe Doppelbrechung und dadurch, dass keine Zwillingsbildung auftreten. In einigen Ooiden dagegen ist die konzentrische Schalung sehr gut sichtbar. Die einzelnen Schichtchen sind durch dunkle, limonitische Zonen oder Limonithäutchen voneinander getrennt. In der Umgebung der Ooide wurde eine Anreicherung von Limonit in Form kleiner Körnchen oder Verfärbung der Grundmasse festgestellt. Dies deutet darauf hin, dass die Ooide entmischt wurde.

Das gemeinsame Auftreten vererzter Crinoidentrümmer und die Tatsache, dass der Kern der Ooide aus dem gleichen Material und nie aus Quarz oder Onkoiden besteht, deutet auf einen Zusammenhang zwischen diesen beiden Komponenten hin. Über die primäre Zusammensetzung des Ooides wird damit noch nichts ausgesagt. In den Glarner Alpen beschreibt J. OBERHOLZER (1933) calcarenitische Eisenoolithe in der grauen Echinodermenbreccie des oberen Bajocian und weist auf den Übergang zu reinen Calcareiten hin. L. DEVERIN (1938, 1945, 1948) beobachtete in grobcalcarenitischen Partien des Blegioolites stark zersetzte Ooide von der Art, wie sie oben beschrieben wurden. Daneben treten alle Übergänge zu wohl ausgebildeten Chamositooiden auf. Es darf daher angenommen werden, dass auch die Eisenooide der Dalle nacrée primär aus Chamosit bestanden haben.

Von der Beobachtung ausgehend, dass alle Kerne aus vererztem organischem Detritus bestehen und dass die Kerne im allgemeinen weniger vererzt und heller sind als die umgebende Schale, nimmt L. DEVERIN an, dass die Ooide durch Imprägnation entstanden sind. Crinoidentrümmer, die im Milieu génératuer abgelagert wurden, wurden im Schlamm vererzt und überkrustet. Beim Aufwirbeln des Kernes wurde dieser Vorgang unterbrochen, setzte aber bei der erneuten Sedimentierung wieder ein und es entstand eine neue Schale. Dieser Vorgang wiederholte sich. Dabei werden die äusseren Schalen mehrmals imprägniert und daher dunkler gefärbt. Diese Theorie wurde von L. DEVERIN an Hand von zahlreichen Beispielen aus anderen alpinen Lagern untermauert. Ich glaube, dass sie auch für die in Rondchâtel gefundenen calcarenitischen Eisenoolithe Gültigkeit hat, besonders auch darum, weil sie sich deutlich von den normalen jurassischen Ooiden unterscheiden.

## 2. Die Eisenoolithe des Ober-Callovian

Das Gestein dieser Gruppe kann wie folgt charakterisiert werden:

- a. Die Grundmasse ist, soweit es sich um kalkige Typen handelt, feinkristallin und grau pigmentiert.
- b. Der organische Detritus ist sehr fein zerrieben. Grober Detritus ist selten.
- c. Detritischer Quarz wurde in jeder Probe festgestellt. Der Durchmesser der Körner beträgt höchstens 0,5 mm, ist also grösser als in der Dalle nacrée.
- d. Die Ooide sind dunkelbraun und diagenetisch verändert. Die Kerne sind oft zusammengesetzt, dunkel und enthalten Quarz.

Schon diese oberflächliche Beschreibung der wesentlichen Merkmale zeigt die bedeutenden Unterschiede zwischen den beiden Gruppen, die aber besonders gut im Aufbau der Ooide zum Ausdruck kommen.

Die Ooide sind braunrot bis schwarz gefärbt. Die Schalung ist fein und an den helleren und dunkleren Schichtchen, die einander ablösen, gut erkennbar. Ausgefiederte Ränder deuten bei fast allen Ooiden die beginnende Auslösung des Hämatits an. Ein deutliches Zeichen für Entmischung sind die an den Rändern angelagerten Pyritkristalle, die oft in den Ooid hineinragen. Bei der Zersetzung organischen Materials wird unter anderem  $H_2S$  gebildet, welches das von  $CO_2$  gelöste Eisen sofort wieder ausfällt.

Der Kern besteht entweder aus einem einfachen, ungeschalten, dunkelbraunen Körper, oder aber er besteht aus mehreren Komponenten. Einen Kern, der aus einem einzigen Quarzkorn gebildet ist, konnte ich nicht feststellen, doch gibt es Kerne in denen mehrere Splitterchen eingebettet sind, oder die von Quarzsplitterchen umgeben sind. F. FEHLMANN (1937) beschreibt Ooide mit Quarzkern aus den Herznacher Erzen, ebenso L. DEVERIN (1948). In den Sanden der deutschen Bucht wurden rezente Ooide mit Quarzkern festgestellt (O. PRATJE, 1930).

In den untersuchten Schliffen sind Polyooide (A. KUMM, 1925) sehr häufig. Zwar können in den seltensten Fällen die einzelnen Bildungszyklen rekonstruiert werden. In einem besonders grossen Korn wurden folgende Zyklen festgestellt (vgl. Figur 16).

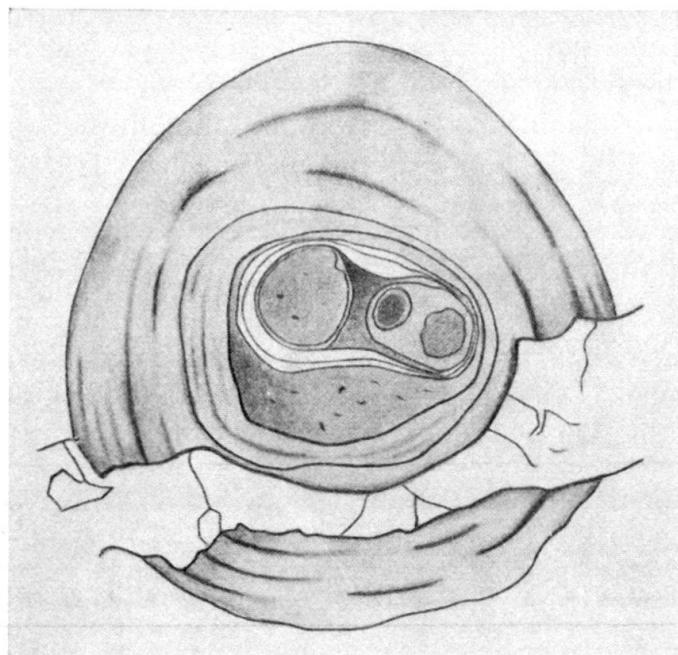


Fig. 16. Ooid mit mehreren Bildungszyklen  $\times 50$

- Der älteste Teil des Ooids besteht aus einem onkoidischen Korn, das seinerseits zwei Kerne enthält (I). Es stellt also schon einen ersten Zyklus dar.
- Der zweite Zyklus beginnt mit der Aufarbeitung des Sedimentes in dem das Doppelkorn eingebettet war. Es blieb durch einen Sedimentrest mit einem anderen Korn in Verbindung und bildete den Kern eines länglichen Ooiden (II).
- In einem dritten Zyklus wurde das Sediment erneut aufgearbeitet. Ein Teil des Muttergesteinsteins und der längliche Ooid wurden zum Kern des vorliegenden Ooidkernes (III).

Die Bildung der Ooide erfolgte in stark bewegtem Wasser. Die Anlagerung erfolgte wahrscheinlich auf Grund von Potentialdifferenzen. Nach F. BEHREND & G. BERG (1927) ist silikatreiches Material sowie Quarz negativ geladen, während oxydisches-hydroxydisches Eisen positiv geladen ist. Der Abschluss der Schalung erfolgt erst, wenn das Korn zu schwer wird, oder, in einen anderen Raum verfrachtet, endgültig einsedimentiert wird.

Das im Untersuchungsgebiet aufgesammelte Material ist diagenetisch stark verändert. Dies verunmöglicht eine Diskussion der noch immer umstrittenen Frage nach der Entstehung der Brauneisenooide.

#### LITERATURVERZEICHNIS

- ÄBERHARDT, B. (1907): *Les Gorges de la Suze*. Beil. Jb. Gymn. Biel, Jg. 1906/1907.
- ALDINGER, H. & FRANK, M. (1944): *Vorkommen und Entstehung der südwestdeutschen, jurassischen Eisenerze*. N. Jb. Min. Geol. Pal. Abt. B. 88.
- ALLING, H. L. (1947): *Diagenesis of the Clinton Hematite Ores of New York*. Bull. geol. Soc. Am. 58.
- ANDREE, K. (1911): *Die Diagenese der Sedimente*. Geol. Rdsch. 2.
- (1915): *Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung*. Geol. Rdsch. 6.
  - (1916): *Über Sedimentbildung am Meeresboden*. Geol. Rdsch. 7.
- ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 64.
- ARKELL, W. J. (1933): *The Jurassic System in Great Britain*. Oxford.
- (1946): *Standard of the European Jurassic*. Bull. geol. Soc. Am. 57.
  - (1956): *Jurassic Geology of the World*. London.
- AUBERT, D. (1943): *Monographie géologique de la Vallée de Joux*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 78.
- BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W. & ESKOLA, P. (1939): *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin.
- BEHREND, F. & BERG, G. (1927): *Chemische Geologie*. Stuttgart.
- BERG, G. (1925): *Die Entstehung der sedimentären Eisenerze*. Geol. Rdsch. 15.
- BIRKHÄUSER, M. (1925): *Geologie des Kettenjura der Umgebung von Undervelier*. Verh. naturf. Ges. Basel, 36.
- BIRZER, F. (1939): *Verwitterung und Landschaftsentwicklung in der südlichen Frankenalb*. Z. deutsch. geol. Ges. 91.
- BITTERLI, P. (1945): *Geologie der Blauen- und Landskronkette südlich von Basel*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 81.
- BONTE, A. (1945a): *Les horizons du Callovien dans les environs de Besançon*. C. R. S. Soc. géol. France.
- (1945b): *A propos de la limite du Bathonien et du Callovien*. C. R. S. Soc. géol. France.
  - (1947): *Sur le Callovien des environs de Besançon*. Mém. Soc. d'hist. natur. Doubs, 51.
- BRINKMANN, K. (1927): *Der ostpreussisch-litauische Dogger und Unteroxford*. Mitt. geol. pal. Inst. u. Bernsteinsamml. Königsberg/Pr. [NF] 70.
- BUSER, H. (1952): *Beiträge zur Geologie von Blatt Bözen im schweizerischen Tafeljura*. Zürich.
- BUXTORF, H., KÜNZLI, E. & ROLLIER, L. (1908): *Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 21.
- CADISCH, J. & NIGGLI, E. (1953): *Geologie der Schweizeralpen*. Bern.
- CALLOMON, J. H. (1955): *The ammonite succession in the Lower Oxford Clay and Kellaways Beds at Kidlington, Oxfordshire, and the zones of the Callovian stage*. Phil. Transact. Roy. Soc. London, [Ser. B] 239.
- CAROZZI, A. (1953): *Pétrographie des roches sédimentaires*. Lausanne.
- CAYEUX, L. (1911): *Les minéraux de fer oolithiques primaires de France*. Rev. de Métallurgie 8.
- (1918): *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires*. Paris.
  - (1935): *Les roches sédimentaires de France*. 1 et 2, Paris.
- CELLIERS, J. B. (1907): *Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Eptingen, Baselland*. Freiburg i. Br.
- CHOFFAT, P. (1878): *Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et méridional, suivie d'un supplément aux couches à Ammonites acanthicus dans le Jura occidental*. Mém. Soc. émul. Doubs, 3.
- CLERC, CH. (1888): *Le Jura*. Paris.
- CORRENS, C. W. (1925): *Über Verkieselungen von Sedimentgesteinen*. N. Jb. Min. Geol. Pal. Beilbd. 52, Abt. A.