

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 59 (1966)
Heft: 2

Artikel: Bericht über die 82. ordentliche Generalversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Solothurn : Samstag und Sonntag, 1. und 2. Oktober 1966

Autor: [s.n.]

Kapitel: B: 82. ordentliche Generalversammlung

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163401>

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: 28.04.2026

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

Erstellungskosten der Eclogae, Vol. 57

	Vol. 57/1	Vol. 57/2
	313 Seiten	541 Seiten
	7 Taf.	29 Taf.
	Fr.	Fr.
Druckkosten zu Lasten SGG	11 688.20	30 065.45
Beiträge.	15 411.60	20 034.15
Total der Erstellungskosten	<u>27 099.80</u>	<u>50 099.60</u>

Erstellungskosten der Eclogae, Vol. 58

	Vol. 58/1	Vol. 58/2
	596 Seiten	530 Seiten
	13 Tafeln	11 Tafeln
Druckkosten zu Lasten der SGG	38 550.20	24 241.30
Beiträge.	13 069.60	20 592.85
Total der Erstellungskosten	<u>51 619.80</u>	<u>44 834.15</u>

Bern, den 24. September, 1966

Der Redaktor: R. HERB

B. 82. Ordentliche Generalversammlung**Administrative Sitzung vom Sonntag, den 2. Oktober 1966, 8 Uhr in der Kantonschule Solothurn**

Vorsitz: F. ROESLI, Präsident

Anwesend: F. BURRI, Beisitzer, R. HERB, Redaktor, H. JÄCKLI, Sekretär,
L. PUGIN, Kassier und 10 Mitglieder.

Entschuldigt haben sich die Herren M. BURRI, A. GANSSER und E. WITZIG.

1. Der Jahresbericht des Präsidenten für 1965/66 wird genehmigt und dem Präsidenten bestens verdankt.

2. Der Jahresbericht des Redaktors über den Eclogae-Band 58 wird genehmigt und dem Redaktor, der sich mit Schwung in sein neues Amt eingearbeitet hat, bestens verdankt.

3. Die Rechnung für das Jahr 1965 wird gemäss Revisorenbericht mit bestem Dank an den Kassier abgenommen und dem Vorstand Décharge erteilt.

4. Das Budget für 1966 mit einem voraussichtlichen Defizit von Fr. 9151.95 wird genehmigt und beschlossen, dieses Defizit aus dem Reservefonds zu decken.

5. Die Mitgliederbeiträge werden unverändert belassen.

6. Als neuer Rechnungsrevisor anstelle des zurücktretenden Herrn U. GASSER, Bern, wird einstimmig Herr MARC WEIDMANN, Lausanne, gewählt.

Schluss der Sitzung: 09.15 Uhr.

Der Protokollführer: H. JÄCKLI

Wissenschaftliche Sitzung, Samstag, den 1. Oktober und Sonntag, den 2. Oktober 1966

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der SNG und gemeinsam mit der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft.

1. – JEAN MATTEI (Montpellier¹): **Méthode de corrélation biostratigraphique d'après des analyses d'associations de faunes d'invertébrés du Lias moyen et supérieur des Causses (Massif Central Français).**

Les essais de corrélations biostratigraphiques que j'ai tenté de réaliser dans les assises du Lias moyen et supérieur des Causses du Sud du Massif Central, reposent sur une individualisation et une analyse des niveaux fossilifères dans leur contexte sédimentaire, chacun de ceux-ci étant défini par un nombre limité de données de comparaison.

La région étudiée, pour les dépôts de cette période, est particulièrement favorable à une telle recherche. Les séries marneuses relativement homogènes, recèlent en de nombreux niveaux des gîtes d'une très grande richesse. Il est possible, dans un grand nombre de cas, de délimiter dans un cadre sédimentaire défini l'expansion verticale de ces gîtes et de les exploiter méthodiquement jusqu'à ce que soit obtenue une régularité acceptable dans la composition des récoltes.

LES CRITÈRES DE CORRÉLATION

A partir de ce matériel et des observations de terrain, on peut obtenir diverses données d'analyse directe:

En premier lieu, les faits classiques: inventaire des diverses formes fossiles et présence des «espèces» dites caractéristiques.

Ensuite un certain nombre de rapports traduisant les pourcentages des peuplements organiques conservés et les proportions des populations qui les constituent, suivant des méthodes voisines de celles utilisées en micropaléontologie, mais adaptées à l'analyse de populations d'ammonites notamment.

Enfin, les faits sédimentaires concernant les divers aspects de la fossilisation.

Chaque unité fossilifère peut donc être définie par un état descriptif d'association de faune conduisant à l'établissement d'un condensé signalétique ou interprétatif constitué par des formules ou des expressions simples qui autorisent une étude comparative. Il est ainsi permis de réaliser une investigation au sein même des coupures chronologiques classiques, en dépassant les systèmes de datation usuels de la Paléontologie stratigraphique, généralement limités à la présence d'une forme très horotélique ou tachytélique considérée comme caractéristique par sa seule présence. En effet, plusieurs gîtes superposés peuvent renfermer la même forme indicielle, mais en populations différentes et dans des associations distinctes qui constituent autant de termes de comparaison.

LES APPLICATIONS

Cette précision chronologique, excessive dans l'exploration géologique sommaire et réservée à des régions privilégiées, a son utilité dans deux domaines de la recherche fondamentale:

En Paléontologie pure, elle permet des observations à différents moments du biochron d'une forme indicielle ou hémérale, et notamment l'observation des variances, sinon des tendances évolutives de ces «espèces».

Par l'importance du matériel nécessaire, recueilli dans des sites sédimentaires restreints, appartenant souvent à une même séquence et limités dans le temps,

¹) Université de Montpellier, Institut de Géologie, Montpellier (France)

l'analyse conduit à des présomptions de regroupement en populations non sécables, de formes parfois pulvérisées sans raison dans la nomenclature.

Il est également possible de distinguer matériellement la répétition de certains équilibres entre diverses populations, ceux-ci pouvant être dûs soit à des causes biologiques, soit à des facteurs de fossilisation. De même, sont parfois décelables d'autres données, telles que seuils de mortalité, anomalies dans les aires de répartition, etc.

Ces faits eux-mêmes, sans pour autant nécessiter une explication, interviennent comme «modules» dans les corrélations. Ils constituent aussi des documents dans la recherche paléobiologique et ses incidences biosédimentaires.

En chronologie stratigraphique et en paléogéographie, cette précision, même si elle est discontinue, permet de distinguer des épisodes fossilifères sédimentairement définis, soit indépendamment, soit dans le cadre de notions plus théoriques de zone ou d'épibole auxquelles sont apportés certains compléments.

En effet, un abus d'interprétation du principe de la contemporanéité des faunes semblables, a souvent conduit à exagérer la valeur chronologique de certaines espèces indicielles.

Le postulat héméral repose sur un tel excès. Or, il est difficile d'admettre l'universalité constante d'une espèce, même exceptionnellement choisie, durant tout son biochron. C'est vouloir oblitérer des faits aussi naturels que les domaines d'écologie préférentielle sinon d'endémisme, les migrations, certaines modalités spécifiques (cline ou variance). Si les corrélations régionales de grande amplitude stratigraphique sont d'approximation acceptable, on constate par contre, quelquefois, des anomalies dans certains enchaînements ou limitations de zones lors de corrélations chronologiques entre territoires distincts: par exemple dans le Lias moyen d'Europe occidentale (R. MOUTERDE, 1953). Ces faits sont discutés, rarement analysés et donnent lieu fréquemment à des interprétations uniquement théoriques.

C'est dans ce domaine que des corrélations biostratigraphiques de détail, dans des séries très riches en faune, peuvent fournir un ensemble important d'informations.

En décomposant la succession zonale suivant les séquences fossilifères qu'elle renferme, on peut non seulement mettre en évidence la réalité de certaines interférences entre populations indicielles, mais éventuellement déceler certains aspects de ces phénomènes et les situer dans l'espace et dans le temps, ce qui a pour but:

- 1° de définir régionalement les domaines paléogéographiques où par rapport à l'échelle stratigraphique, certaines espèces indicielles classiques présentent des anomalies, notamment des positions qui varient par rapport à celles qui leur sont généralement attribuées.
- 2° de rechercher dans le contexte fossilifère (ou sédimentaire) les données qui paraissent liées à ces anomalies: par exemple la distinction de morphotypes localisés, l'existence de rapports remarquables entre populations, les particularités éventuelles de la fossilisation ou de la sédimentation.
- 3° de définir les arguments chronologiques de valeur locale et leurs équivalences latérales, en utilisant notamment les faits précédemment distingués (morphotypes et rapports de populations).

En conclusion, l'application de méthodes de corrélations fines doit permettre, en certains cas, d'employer des faits classiques de contradiction (résultant de migrations, de relictés ou de variances) comme arguments de chronologie et de paléogéographie.

*

Avant de présenter quelques principes issus d'observations dans les Causses avec leurs conséquences paléogéographiques, je dois préciser que les interprétations de terrain et l'acquisition de l'appareil de recherche ont progressé simultanément et en dépendance l'un de l'autre. Il en est résulté d'une part la mise au point d'une méthode d'application pratique dont l'expérimentation est en cours, d'autre part un certain nombre de faits acquis suivant les mêmes principes mais avec une méthodologie moins systématique. Il faut insister également sur le fait que le terme de corrélation couvre un large domaine de l'investigation; s'il existe quelques critères de comparaison permanents, beaucoup sont déterminés par la nature du matériel analysé et l'orientation donnée à la recherche.

Pour la nécessité de l'exposé, il a été nécessaire d'employer certains termes du vocabulaire normal, avec un sens plus défini que l'acception usuelle.

- «gîte» est employé ici pour désigner l'unité fossilifère la plus réduite qui puisse être délimitée de façon pratique sur le terrain.
- «gisement» est utilisé pour désigner l'ensemble des gîtes d'un territoire restreint, en principe d'une même coupe.
- «population» a le sens de groupement homogène d'individus morphologiquement très apparentés, s'isolant en communauté définie par rapport aux formes voisines.
- «peuplement» groupe dans un sens non déterminatif les diverses populations d'un même schéma organique.

INTERPRETATION DU GITE

Avec les réserves de vocabulaire précédemment formulées, le gîte correspond pour cette étude, à la notion du plus petit élément biostratigraphique pouvant être utilement délimité et exploité.

Plus qu'un fait stratigraphique défini, c'est un élément de travail que l'on cherche à singulariser.

Les critères servant à sa définition pratique sur le terrain, sont en effet variables et de valeur inégale.

C'est ainsi qu'interviennent :

- 1° les solutions de continuité de la séquence fossilifère.
- 2° la nature du sédiment.
- 3° la structure du milieu de fossilisation et l'allure du dépôt : cycles, anomalies sédimentaires («flaques», niveaux de remaniement); anomalies de fossilisation (conservation exceptionnelle dans un complexe accidentel: par exemple, mollusques conservés exclusivement autour des restes d'un Ichtyosaure). Etc.
- 4° les aspects de la fossilisation (épigénéisation, degré de conservation, position).
- 5° l'équilibre statistique des populations qui le composent.
- 6° l'ampleur ou la condensation de l'ensemble sédimentaire dans lequel sont inclus les gîtes.

Bien que dans de nombreux cas la délimitation soit naturelle par addition de plusieurs des critères précédents, elle n'est pas toujours possible a priori, et doit parfois être reprise suivant la nécessité des corrélations. En fait, l'étude et l'interprétation d'un gîte, pour être utilisables, doivent être comprises dans une coupe biostratigraphique dont le lever apporte les éléments correctifs nécessaires.

Le gîte ainsi différencié fournit une documentation paléontologique d'intérêt variable suivant ses constituants. Dans le Lias des Causses, c'est un matériel d'ammonites qui a très largement prédominé.

Sauf dans le cas de sites fossilifères restreints ou très singularisés, dont l'exploitation est limitée, il est utile d'établir pour chaque gîte, un inventaire aussi représentatif que possible, ce qui est réalisé lorsqu'est obtenue une régularité correcte dans le pourcentage des constituants.

Pour les assises marneuses fossilifères, où l'érosion assure le dégagement, il est nécessaire dans un périmètre délimité d'effectuer des prélèvements systématiques successifs, toujours sur plusieurs années :

A titre d'exemple voici les résultats d'un gîte du Domérien moyen du Tournadous (Aveyron)

Tableau 1 *Nombre et pourcentage de peuplements d'Ammonitidae par récoltes*
(Décomptes des formes spécifiquement déterminables)

Récoltes		4 grou- pées 1955 à 1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965(1)	1965(2)	Total
Juraphyllitidae	nombre	17	2	4	3	4	3	6	2	11	52
	%	10,6	7,1	8,9	6,3	7,6	7,1	10,4	5,4	7,7	8,4
Phylloceratidae	nombre	20	2	5	1	2	2	3	2	6	43
	%	12,5	7,1	11,1	2,1	3,8	4,7	5,2	5,4	4,2	7
Amaltheidae	nombre	71	16	24	30	33	25	37	23	79	338
	%	44,4	57,1	53,4	63,7	62,5	59,5	63,7	62,1	55,8	54,9
Arieticas (3 populations)	nombre	51	8	10	12	13	12	12	8	46	172
	%	31,8	28,6	22,2	25,5	24,5	28,6	20,7	21,6	32,4	28
Divers	nombre	1	0	2	1	1	0	0	2	0	7
Total Ammonitidae	nombre	160	28	45	47	53	42	58	37	142	612

L'ensemble organique que l'on parvient à caractériser est l'association fossile du gîte considéré. C'est à partir des éléments qui le constituent que peuvent être obtenus les données et les arguments de corrélation.

L'ASSOCIATION FOSSILE

Définition

Bien qu'un certain parallélisme puisse être établi entre la notion matérielle d'association fossile et le concept théorique de thanatocénose, je n'utiliserai pas ce dernier terme dont l'acceptation me paraît trop stricte pour s'appliquer au complexe organique d'un gîte.

Une association fossile définie est la résultante d'une sédimentation qui s'est effectuée en une période et un lieu déterminés, avec une durée variable. Le dépôt a

pu être continu ou épisodique, cyclique ou irrégulier. Le matériel organique enrobé a pu s'y fossiliser très inégalement. De multiples variables sont intervenues dans l'élaboration de cette donnée concrète que constitue un échantillonnage.

Je ne considérerai ici que les facteurs utiles pour les raisonnements de corrélation.

- 1° L'association est résiduelle. Tout ce qui a vécu sur place n'a pas été enrobé, à plus forte raison conservé.
- 2° Elle est cumulative dans l'espace. Elle peut renfermer des individus provenant d'écologies distinctes mais superposées pour le domaine marin ou lagunaire, dans le volume d'eau situé au-dessus de l'aire de dépôt.
- 3° Elle est cumulative dans le temps. Suivant la rapidité du dépôt, une assise sédimentaire très fine peut contenir des formes appartenant à des écologies successives (migrations saisonnières), parfois déterminées par une évolution du milieu marin.
- 4° Elle n'a pas été constituée à partir de peuplements vivants, mais de restes organiques obéissant aux facteurs de transport et de dépôt.

Ces considérations sont essentielles pour les corrélations. Ce sont elles qui permettent de comprendre certaines interférences de populations.

Etude analytique

Une telle étude comporte évidemment un inventaire aussi complet que possible, non seulement du matériel organique récolté ou observé, mais également des données concernant la fossilisation et les caractères sédimentaires du gîte.

Toutefois pour la détermination des formes recueillies, par suite de la pulvérisation inégale de la nomenclature, il est préférable de regrouper les individus morphologiquement très proches afin d'établir des populations. L'expérience montre dans le cas des terrains étudiés qu'une telle opération est logique et facile sur un matériel abondant et systématiquement récolté.

On obtient ainsi des ensembles homogènes qui constituent autant de communautés individualisées les unes par rapport aux autres au sein de l'association. On peut être conduit à rattacher à ces populations des formes assimilables à divers types soi-disant spécifiques. En fait, les aspects particuliers de ces individus s'intègrent dans des variances morphologiques continues affectant la communauté. Dans le cadre d'une étude corrélatrice, ils apparaissent comme des morphotypes dont l'intérêt est variable en fonction de l'évolution des caractères qui les distinguent.

Quelques études paléontologiques usant de l'appareil statistique ont été effectuées avec un matériel ainsi classé. Elles ont montré la validité pratique et théorique de tels regroupements, sans qu'il soit cependant possible d'en tirer des conclusions absolues sur le plan spécifique. Elles ont cependant souligné l'arbitraire de certaines désignations (M. MAGOT, 1959; C. OUSSET, 1961; J. GIRARD, 1964.)

A titre d'exemple: les formes attribuées dans le Toarcien moyen des Causses, à *Harpoceratoides alternatus* SIMPSON par J. MONESTIER (1931), ont pu être incluses dans les populations d'*Harpoceras subplanatum* OPPEL.

Leur distinction morphologique s'explique par la persistance d'un cycle d'ornementation affectant à des degrés de développement différents, tous les individus de la population à laquelle ils ont été rattachés.

Il est ainsi possible de réduire considérablement la diversification nominale dans un échantillonnage d'ammonites, et ceci de façon moins arbitraire que n'a été

effectuée la pulvérisation. Le dénomination spécifique la plus anciennement attribuée sert en général à désigner la population. Cette dernière est identifiée de plus par ses caractères propres, fonctions du gîte: (modalité des variances, etc...).

En synthèse, on peut dresser le tableau théorique suivant des données principales utiles dans un état analytique de gîte.

- 1 – Localisation dans une coupe biostratigraphique.
- 2 – Définition du site fossilifère, de sa nature et de sa structure.
- 3 – Caractère de la fossilisation.
- 4 – Critère de récolte – Nombre brut des formes recueillies, pourcentage brut des divers peuplements – Nombre total des formes spécifiquement déterminables.
- 5 – Énumération et chiffre des diverses populations, pourcentage relatif.
- 6 – Diagramme des populations, morphotypes, caractères et limitation des variances. Mensurations principales des fossiles en tenant compte du degré de conservation: (ainsi chez les ammonites, la mesure du diamètre d'un spécimen entièrement cloisonné n'offre qu'un intérêt mineur, intéressant plus la fossilisation que l'étude paléontologique).

Etude signalétique

L'analyse systématique d'un gîte peut donc conduire à une masse de documents dont l'utilité est inégale et l'emploi assez lourd.

Il importe d'en extraire un certain nombre d'expressions, sous forme d'un condensé signalétique, qu'il est toujours possible de compléter.

En fait le choix des données est conditionné par l'orientation de la recherche. Les observations que j'ai personnellement effectuées, ont été faites, ainsi que je l'ai déjà dit, avec une documentation moins complète et surtout orientée. C'est la nécessité du travail d'équipe qui m'a conduit à codifier théoriquement les divers principes d'analyses auxquels j'ai progressivement fait appel.

Pour les séries marneuses riches en ammonites du Lias des Causses, les éléments majeurs de corrélation sont les suivants:

- 1° Richesse du gîte (en approximation). Cette notion est subjective: elle découle plus des observations de terrain, que de mesures; elle peut s'interpréter à partir du chiffre total de récoltes, sous réserves de corrections déterminées par l'amplitude du gîte, la durée d'exploitation, etc...
- 2° Rapports de peuplement au niveau des grands embranchements zoologiques, établis de façon à dégager une notion de « faciès biostratigraphiques ».
- 3° Milieu sédimentaire et conditions de fossilisation.
- 4° Populations caractéristiques: c'est-à-dire les populations indicielles et les populations dominantes, avec leurs rapports et leurs définitions particulières dans le gîte considéré: (homogénéité ou variances orientées, prédominance de certains morphotypes, etc.).
- 5° Populations commensales ou accessoires, dans leurs rapports avec les précédentes.

Un tel condensé est évidemment répertorié par rapport à un gisement (ou une coupe).

Son principal objet, en chronologie, est de mettre en évidence les populations caractéristiques et leurs particularités. Les autres données interviennent au titre de

correctifs ou de compléments pour la définition du gîte, et surtout l'interprétation des populations indicielles. En analyse paléogéographique, les données accessoires prennent un intérêt différent, parfois essentiel.

J'ai tenté expérimentalement et d'une façon théorique d'exprimer pour un gîte le contenu du condensé signalétique sous forme d'une fiche renfermant un nombre limité de sigles et de formules aisément comparables. En partant de données réelles simplifiées, il a été possible de réaliser, au niveau de l'enseignement pratique, des exercices de corrélation basés sur de telles fiches. La normalisation de ce procédé est en cours d'étude.

Facteurs de genèse.

Une association fossile est conditionnée par un certain nombre de facteurs que l'on peut essayer de définir et d'utiliser :

Sédimentation et Fossilisation constituent les facteurs de modification des données originelles.

Dans le sens positif, il y a apport et accumulation qui conduisent à un mélange d'individus ayant appartenu à des biocoénoses distinctes.

Dans le sens négatif, il y a soustraction et altération sélective d'un nombre variable d'éléments.

Temps et Lieu sont des facteurs de déterminisme des données originelles.

Le temps : Selon le critère d'époque, il conditionne pour un lieu déterminé la constitution du matériel organique en fonction de l'évolution. Selon le critère de durée, il autorise des variations de l'équilibre organique sur le lieu de sédimentation.

Le lieu : En fonction du critère d'époque (temps), il caractérise la somme des milieux écologiques (faune) existant sur l'aire de sédimentation et implique des conditions paléogéographiques définies.

Les notions de temps et de lieu sont indissociables. Toute observation concernant l'une dépendra de l'autre.

Il faut également constater que les conditions paléogéographiques (fonctions du lieu et du temps) déterminent certains critères de sédimentation (dépôts, accumulations).

Le matériel organique constituant l'association fossile est donc la résultante des cadavres d'un complexe faunistique initial, déterminé par le lieu et le temps, modifié par la sédimentation et la fossilisation.

Ce complexe initial qui est lui-même la somme de plusieurs groupements organiques, constitue un argument théorique fondamental. C'est en raisonnant sur cette donnée primaire que l'on peut essayer de dégager certains principes de base d'une analyse corrélatrice.

ÉNONCÉ DE QUELQUES PRINCIPES THÉORIQUES DE CORRÉLATION

Variation du milieu

On peut admettre qu'à un milieu écologique déterminé, doit, pour une époque donnée, en fonction du fait évolutif, correspondre une association définie. Théoriquement des variations paléogéographiques modifiant les conditions du milieu, entraîneront soit une migration, soit un remodelage de l'association par fait évolutif,

soit une dispersion ou une extinction. De telles manifestations peuvent affecter suffisamment le complexe initial pour se traduire dans l'association fossile, malgré les modifications apportées par la sédimentation et la fossilisation.

En comparant les populations de divers gîtes d'une région, on peut ainsi arriver parfois à suivre dans l'espace et dans le temps les effets de la variation originelle avec les conséquences qu'elle comporte dans les différents domaines de la paléontologie, de la paléogéographie et de la chronologie.

Le fait d'introduire dans l'analyse certaines données concernant la sédimentation et la fossilisation, permet d'apprécier en partie, l'incidence relative de ces facteurs de modification sur les variations ou les analogies des populations comparées.

Endémismes et relictés

Un domaine écologique peut s'individualiser à la suite de facteurs d'isolement paléogéographique. L'association correspondante s'y développera et se modifiera en fonction des conditions propres à ce milieu, ou des difficultés d'échange avec l'extérieur.

A l'extrême, cette évolution pourra déterminer divers phénomènes :

- appauvrissement progressif du nombre des populations (non des individus),
- développement de certains types morphologiques particuliers.
- survivance de certaines espèces (relictés) grâce à la persistance de conditions de milieu, les populations correspondantes ayant disparu dans les autres domaines de l'aire primitive d'expansion.

Chez les associations fossiles, ces données initiales conduiront à des problèmes particuliers.

1° exemple : Dans le complexe sédimentaire correspondant à l'évolution du territoire d'endémisme, le particularisme affectant certaines populations rendra difficile la corrélation avec les régions extérieures. Les anomalies observées entre associations pourront être attribuées à une différence de contemporanéité. Or, les assises fossilifères d'une région peuvent correspondre à des niveaux stériles ou à des lacunes dans l'autre.

Ainsi, il a été possible de distinguer sur une coupe effectuée dans le gisement le plus complet du Domérien inférieur des Causses (Le Samonta près Rivière-Aveyron), 5 gîtes exploitables successifs renfermant des populations différentes de *Fucinieras*. Chacun des lits fossilifères est isolé par des stériles variables dont la puissance totale est plus que décuple de celle des assises fossilifères.

Seuls les deux gîtes supérieurs ont fourni des formes identiques au type de *Fucinieras boscence* créé par P. REYNES (1868) d'après des exemplaires provenant du Bosc et de Rivière (Aveyron)

Or, dans la documentation bibliographique extra régionale, je n'ai trouvé jusqu'à présent aucune « espèce » décrite sous ce nom, qui soit réellement conforme, à mon avis, au type de P. Reynes (très fréquent dans les Causses). De plus, l'assimilation de la majorité des *Fucinieras* et *Protogrammoceras* des gîtes caussenards n'est jamais formelle avec des figures d'auteurs autres que P. REYNES et J. MONESTIER (pour leurs publications aveyronnaises).

Cela n'est plus le cas pour les ammonites de la même zone recueillies en Bas-Languedoc (gîtes en « flaques sédimentaires » de Bédarieux, de Camplong près Clermont l'Hérault et de Murène près Lodève) dont les exemplaires sont parfaitement identifiables à ceux figurés par A. FUCINI, notamment.

Pour une période stratigraphiquement très limitée, il existe donc une différence dans les associations fossiles (à l'échelon des morphotypes et dans la composition des populations) entre les gîtes aveyronnais et certains gîtes languedociens séparés par un seuil sédimentaire constaté, différenciant paléogéographiquement à cette époque le bassin caussenard.

Cette disparité met en évidence: soit une possibilité d'endémisme (associations synchrones mais différentes), soit une disharmonie chronologique de détail entre les niveaux fossilifères.

Il n'est pas possible par une seule analyse de ce type de tirer une conclusion plus générale. Par contre, la répétition de faits analogues dans une corrélation régionale constitue une somme d'arguments à valeur pratiquement démonstrative.

Il est donc nécessaire en pareil cas, de délimiter en priorité les domaines d'endémisme et leur évolution paléogéographique, avant de tenter la corrélation chronologique.

Parmi l'ensemble des données qui auront été nécessaires à cette étude, des éléments d'interférence pourront être alors décelés, parfois parmi les populations commensales ou accessoires.

2° exemple: Le cas des relictés soulève un problème de chronologie beaucoup plus complexe. Ces faunes peuvent d'ailleurs constituer des populations très importantes. Lorsqu'il s'agit d'espèces indicielles (caractéristiques de zones par exemple), la valeur chronologique qu'on leur attribue à priori, est une cause d'erreur.

C'est l'anomalie résultant de la présence dans une association, de deux populations indicielles, d'âge différent, qui permettra de déceler l'éventualité de relicté.

Les corrélations auront en ce cas pour objet de tracer la distribution paléogéographique de la zone d'interférence et d'établir par une analyse des associations concernées, les modalités du «vieillessement» de la population en son épacmé (variances et morphotypes), ainsi que la «physionomie» des faunes commensales. Les données sédimentaires liées à ces anomalies auront également une très grande importance.

Il sera possible de disposer grâce à ces faits d'un argument de datation dans le domaine d'endémisme.

L'exemple donné ici à titre théorique, correspond à un problème qui s'est présenté dans les gîtes de l'Aalénien moyen du gisement de Villeneuve près de Mende (Lozère), où un même niveau fossilifère a fourni un mélange de populations de *Leioceras* du groupe *opalinum* REINECKE, de *Pleydellia* du groupe *aalense* ZIET. et de *Tmetoceras* forme *welchi* MONESTIER.

L'exploitation de cette donnée m'a conduit à reprendre l'interprétation de cet étage dans le bassin caussenard – et notamment à rechercher la délimitation paléogéographique de cet interférence.

Elle se localise sur les marges de la bordure Nord Cévenole (Eschino-d'Ase), du Massif du Mont-Lozère (Balduc), et du détroit du Bleynard (Col de Tribes), c'est-à-dire sur la frange d'un seuil caractérisé sédimentairement.

Parmi les autres problèmes majeurs de corrélation il faut retenir la délimitation dans l'espace et dans le temps de certains domaines de sédimentation sélective: apports de coquilles flottées par exemple, le problème de recherche et du développement des lacunes dans les séries d'apparence homogène et régulière.

OUVRAGES CITÉS EN RÉFÉRENCES DANS LE TEXTE

FUCINI A., 1899–1900: *Ammoniti del Lias medio dell' Appennino centrale esistenti nel Museo di Pisa*. Palaeontogr. Italica 5 (1899), 6 (1900). Milan. 1899–1900.
 GIRARD J., 1964: *Etude de populations de Harpoceras subplanatum Oppel. dans le Toarcien moyen des Causses et du Bas-Languedoc*. D.E.S. Montpellier, 1964.
 MAGOT M., 1959: *Contribution à l'étude d'une population de Grammoceras du Toarcien supérieur des Causses cévenols*. D.E.S. Montpellier, 1959.
 MONESTIER J., 1931: *Ammonites rares ou peu connues et Ammonites nouvelles du Toarcien moyen de la région SE. de l'Aveyron*. Mem. Soc. géol. Fr., [NS] n° 15., 1931.
 MOUTERDE R., 1953: *Etudes sur le Lias et le Bajocien des bordures Nord et Nord-Est du Massif Central Français*.
 – Bull. Serv. Cart. Géol. Fr., n° 236, Tome L (1952), Paris 1953. Annexes: Tableau F.
 OUSSET C., 1961: *Contribution à l'étude du genre Haugia Buckman dans les Causses*. D.E.S. Montpellier 1961.
 REYNES P., 1868: *Essai de Géologie et de Paléontologie Aveyronnaise*, J. P. Bailliere et Fils, Paris 1868.

3. – ULRICH SCHÄR (Bern): **Gliederung und Facies der Twannbach-Formation («Portlandien») im Bielerseegebiet**. Mit 4 Figuren und 1 Tabelle im Text,

Die Twannbach-Formation ist eine ca. 100 m mächtige Gesteinsabfolge zwischen der Grenznerineenbank (unten) und der Basis der Goldberg-Formation («Purbeckien») (oben). Ältere Autoren (BAUMBERGER 1894, RYNIKER 1923) wiesen diese Gesteine, ohne eindeutige Altersbeweise vorlegen zu können, dem Portlandien zu.

Die bisherige, im wesentlichen auf JACCARD (1869) beruhende, von BAUMBERGER und RYNIKER für das «Portlandien» des Bielerseegebietes eingeführte Gliederung erwies sich bei der Detailaufnahme als zu schematisch. Begriffe wie «Fleckenkalk», «Calcaires en plaquettes», «Calcaire saccharoïde», «Calcaire âpre» oder «Dolomies portlandiennes» für stratigraphisch festgelegte Gesteinskomplexe innerhalb des «Portlandien» haben nach unseren Untersuchungen für das Bielerseegebiet keine Berechtigung mehr (vgl. SCHÄR 1967).

Tab. 1 Übersicht über die Entwicklung der stratigraphischen Gliederung des obern Malm und der untersten Kreide im Bielerseegebiet

A. JACCARD 1869		K. RYNIKER 1923		CH. HÄFELI 1966		U. SCHÄR 1967	
Purbeckien moyen		Purbeckien		Goldberg-Formation		Goldberg-Formation	
Purbeckien inf.	Dolomie celluleuse	Ob. Portlandien	Calcaire âpre	Twannbach - Formation	Calcaire âpre	Twannbach - Formation	Obere Twannbachkalke
	Dolomie saccharoïde		Calcaire saccharoïde		Calcaire saccharoïde		
			Calcaires à plaquettes		weissgraue, dolomit. Platten		
Portlandien sup.	Calcaires marneux et dolomiques, jaluses, facies vaseux	Unt. Portlandien	Plattenkalke				
Portlandien inf.	Calcaire compacte à dents de poisson, Nérinées, etc.		Fleckenkalke	Virgula-Mergel			
Ptérocérien		Kimmeridgien		Rechenette-Formation	Grenznerineenbank	Rechenette-Formation	Grenznerineenbank

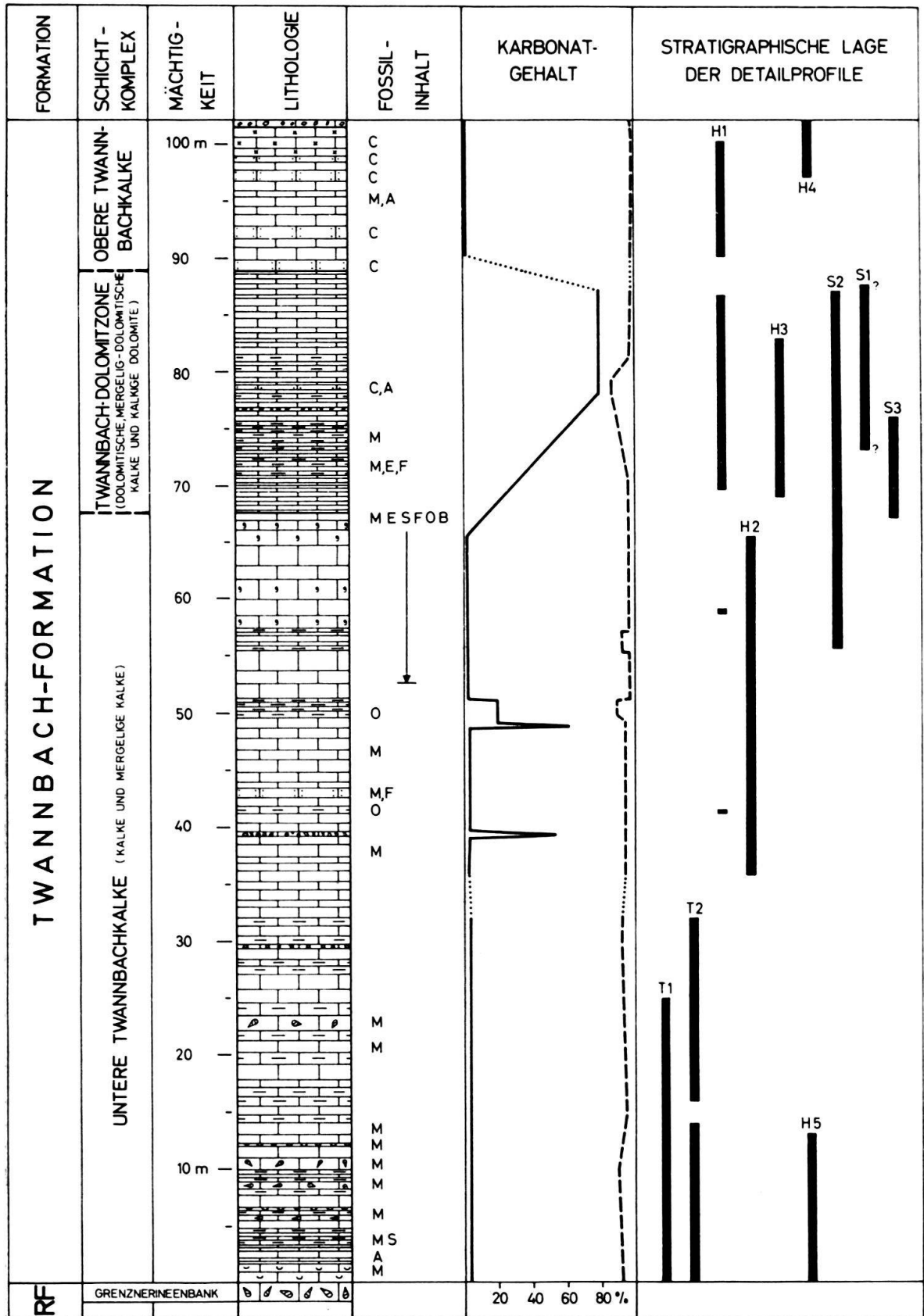


Fig. 1 Die Twannbach-Formation im Bielerseegebiet: Sammelprofil

LEGENDE ZUM SAMMELPROFIL DER TWANNBACH-FORMATION

Kolonne „FORMATION“ : RF Reuchenette - Formation

Kolonne „LITHOLOGIE“ :

	krypto- bis mikrokristalliner Kalk, dolomitischer Kalk, kalkiger Dolomit
	makrokristalliner Kalk
	krypto- bis mikrokristalliner, zoogendetritischer Kalk
	Kalkarenit
	Nerineenkalk
	brekziöser Kalk
	krypto- bis mikrokristalliner mergeliger Kalk, mergelig-dolomitischer Kalk
	Mergelkalk und Mergel mit <i>Exogyra praevirgula</i>

Kolonne „FOSSILINHALT“ :

O	Ostracoden
C	Coprolithen
E	Echinodermenbruchstücke
M	Schalentrümmer von Mollusken
B	Bryozoen
S	Spongienreste
F	Foraminiferen
A	Algen

Kolonne „KARBONATGEHALT“ :

-----	Gesamtkarbonatgehalt
—————	Dolomitgehalt

Kolonne „STRATIGRAPHISCHE LAGE DER DETAILPROFILE“ :

T 1	THALMANN : Profil Reuchenette, Koord. 585.730 / 226.470
T 2	THALMANN : Profil Grenchenberg, Koord. 594.650 / 228.000
H 1	HAEFELI : Typusprofil Twannbach (Tb), Koord. 578.280 / 215.900 (Dach des Profils)
H 2	HAEFELI : Profil Burgfluh (Bn), neuer Steinbruch, Koord. 578.775 / 216.530
H 3	HAEFELI : Profil Burgfluh (Bu), alter Steinbruch, Koord. 578.720 / 216.440
H 4	HAEFELI : Profil Fluhrebe (Fl), Koord. 580.850 / 217.780
H 5	HAEFELI : Profil Tüscherzwald, Koord. 581.740 / 218.890
S 1	SCHAER : Profil Neuve Métairie (NM), Koord. 573.875 / 214.625
S 2	SCHAER : Profil La Neuveville (NE), Koord. 573.450 / 213.225
S 3	SCHAER : Profil Sur Montay (SM), Koord. 577.100 / 217.000

1. Gliederung der Twannbach-Formation

Als Ersatz für die bisherige Gliederung möchten wir folgende, auf geochemischer Grundlage beruhende Unterteilung vorschlagen:

Obere Twannbachkalke 10–15 m
 Twannbach-Dolomitzone 20–25 m
 Untere Twannbachkalke 65–70 m

1.1. Untere Twannbachkalke

Typus: Grenchenberg und Burgfluh oberhalb Twann (Koord. 594.650/228.000 und 578.775/216.530).

Lithologie: Krypto-bis mikrokristalline, vereinzelt arenitische, im obern Teil ausgesprochen zoogendritische, oft rostgelb gefleckte, meist bankige, stellenweise plattige Kalke und mergelige Kalke (Klassifikation nach PETTIJOHN 1957: 418). Dolomitgehalt fast ausnahmslos unter 5%.

Fossilinhalt: Neben andern Mollusken verschiedentlich Nerineenbänke und Schalenpflaster mit *Exogyra praevirgula* (vgl. THALMANN 1966) im untern Teil dieser Einheit, Milioliden, Lageniden, Textulariden, Pseudocyclamminen, Lenticulinen, Trocholinen, *Neotrocholinen*¹⁾ und Nautiloculinen im obern Teil.

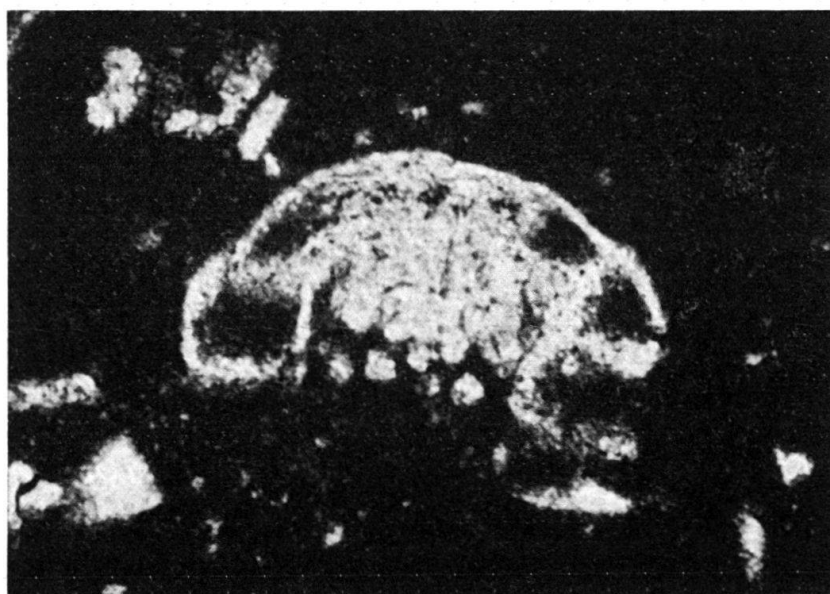


Fig. 2 *Neotrocholina* sp. aus der Twannbach-Formation. Schiefer Schnitt durch 3 Kammerumgänge und Pfeiler im Zentrum (nat. Grösse: Basaldurchmesser 0,435 mm; Vergrösserung 118 ×)

Die Unteren Twannbachkalke heben sich in bezug auf den Gesamtkarbonatgehalt von den Oberen Twannbachkalken und hinsichtlich des Dolomitgehalts von der Twannbach-Dolomitzone deutlich ab.

1.2. Twannbach-Dolomitzone

Typuslokalität: La Neuveville (Koord. 573.450/213.225).

Lithologie: Krypto-bis mikrokristalline, im untern Teil rostgelb gefleckte, dolomitische, mergelig-dolomitische Kalke und kalkige Dolomite. Unterer Teil ausgesprochen dünnbankig, plattig bis dünnplattig (Dolomitgehalte zwischen 10 und 50%), oberer Teil dünnbankig (Dolomitgehalte bis 85%). Die kalkigen Dolo-

¹⁾ Der Verfasser möchte an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. M. REICHEL (Basel) den besten Dank für die Durchsicht der entsprechenden Dünnschliffe aussprechen.

mite geben sich durchwegs als weisse bis hellbeige, weiche, kroidig-mehlige, \pm poröse, stark verwitterungsempfindliche Gesteine (Combenbildung!) zu erkennen. Häufig sind im untern Teil der Twannbach-Dolomitzone sedimentogene Strukturen (Stromatolite, «algal mats») zu erkennen (Fig. 3)².



Fig. 3. Sedimentogene Strukturen (Stromatolite) in plattigem, dolomitischen Kalk der Twannbach-Dolomitzone (Steinbruch La Neuveville, Koord. 573.450/213.225).

Dolomitverteilung

Bankbereich: Nach der Untersuchung von einigen unverwitterten, senkrecht zur Schichtung geschnittenen, annähernd quadratmetergrossen Gesteinsflächen (Probenahme: regelmässige «Netze» mit je ca. 60 analysierten Proben) verlaufen die Linien gleichen Dolomitgehalts nie schichtparallel. Der Dolomit liegt in wolkenartiger Anordnung vor. Bei gleichmässiger Gesamtkarbonatverteilung schwanken die Dolomitwerte weniger als wenn erstere inhomogen ist. Ferner scheint der Dolomitanteil direkt von der Homogenität der Gesamtkarbonatverteilung abhängig zu sein.

Schliffbereich: Typisch für die Gesteine der Twannbach-Dolomitzone ist das konstante Auftreten kleiner, idiomorpher, im Mittel 0,1 mm grosser Dolomitrhomboederchen in kryptokristalliner Grundmasse (Fig. 4). Diese können in Nestern angereichert, gleichmässig verteilt oder bänderartig angeordnet sein, letzteres vorzugsweise in Gesteinen mit sedimentogenen Feinstrukturen.

Fossilien treten in diesem Schichtstoss praktisch keine auf.

²) Die diesbezüglichen Diskussionsvoten der Herren Dr. A. MATTER und Dr. M. ZIEGLER seien an dieser Stelle bestens verdankt.

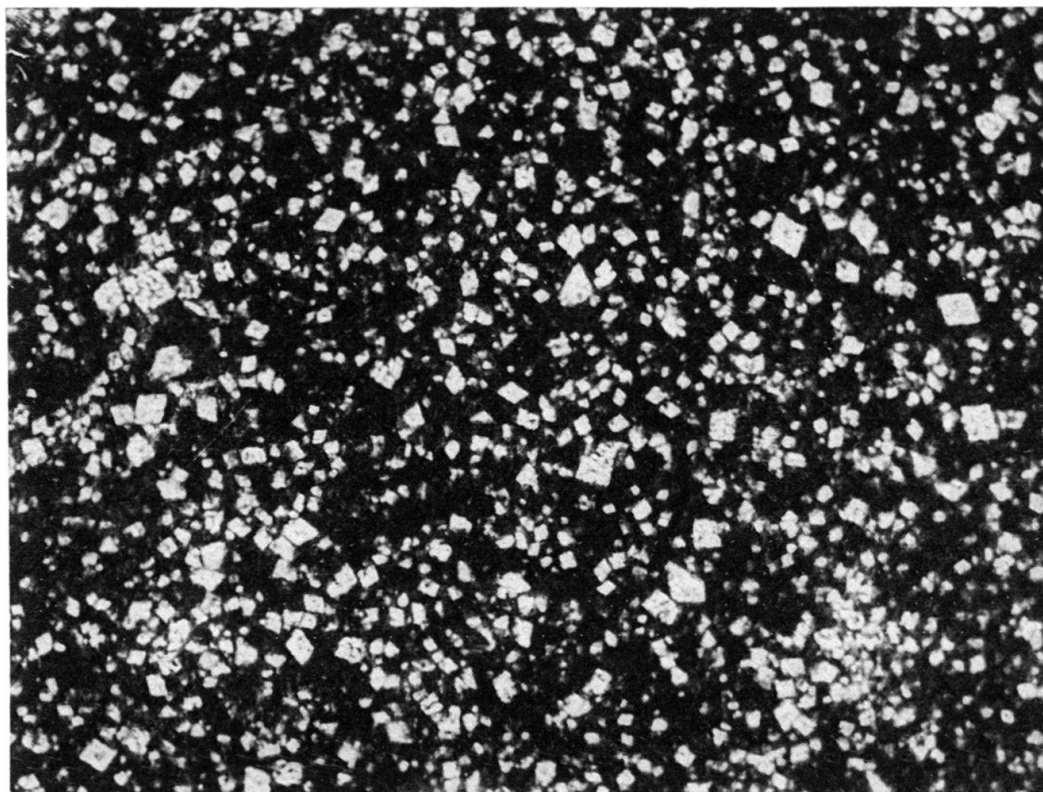


Fig. 4. Kryptokristalliner dolomitischer Kalk. Idiomorphe Rhomboederchen = Dolomitkristalle (nat. Gr. im Mittel 0.1 mm; Vergrößerung 70 ×)

1.3. Obere Twannbachkalke

Typuslokalität: Ausgang Twannbachschlucht (Koord. 578.280/215.900).

Lithologie: Krypto-, -mikro- und zuoberst makrokristalline, beige bis mausgraue, in der Regel bankige Kalke. Durchwegs sehr hoher Gesamtkarbonatgehalt (zwischen 98 und 99,9%). Dolomitgehalt ganz gering (höchstens 3%).

Fossilinhalt: Foraminiferen, Mollusken- und Echinodermentrümmern. Im oberen Teil häufiges Auftreten von Coprolithen (oft *Favreina salevensis* (PARÉJAS 1948) BRÖNNIMANN 1955).

2. Faciesfrage

Auf Grund der Fauna und der geochemischen Verhältnisse dürften die *Unteren Twannbachkalke* in marinem Milieu gebildet worden sein. Marin-evaporitische, supralitorale Einflüsse³⁾ machen sich in der *Twannbach-Dolomitzone* geltend (Stromatolite, teilweise mit Trockenrissen auf den Schichtflächen, erhöhter Phosphat- und Sulfatgehalt, vgl HÄFELI 1966; grösseres Porenvolumen der Gesteine sowie intensive Dolomitisierung). Ausbildung und Chemismus der *Oberen Twannbachkalke* deuten auf mehrheitlich normal-marine Entstehung hin. Die Coprolithenanhäufungen im oberen Teil dieser Untereinheit dürften den Übergang zum Brack/Süsswasserregime der Goldberg-Formation anzeigen.

³⁾ Der Verfasser dankt Herrn Prof. Dr. RUD. TRÜMPY bestens für den diesbezüglichen Diskussionsbeitrag.

WICHTIGSTE LITERATUR

- American commission on stratigraphic nomenclature (1961): *Code of stratigraphic nomenclature*. Bull. AAPG 45/5, 645–665.
- BAUMBERGER, E. (1894): *Über die geologischen Verhältnisse am linken Ufer des Bielersees*. Mitt. natf. Ges. Bern 1894, 150–202.
- BURRI, F., & BARTENSTEIN, H. (1954): *Die Jura-Kreidegrenzschichten im schweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen*. Eclogae geol. Helv. 47/2, 426–443.
- Colloque du Jurassique à Luxembourg 1962. Luxembourg 1964 : 1–948 (Publ. Inst. Grand-Ducal, sect. Sci. nat. phys. math.)
- FOLK, R. L. (1959): *Practical petrographic classification of limestones*. Bull. AAPG 43/1, 1–38.
- GINSBURG, R.N. (1960): *Ancient analogues of recent stromatolites*. Reprinted from the Report of the Int. Geol. Congr. XXI Sess., Norden, 1960. Part XXII (Copenhagen), 26–35.
- GREPPIN, J.B. (1870): *Description géologique du Jura Bernois et de quelques districts adjacents*. Beitr. geol. Karte Schweiz 8, 1–357.
- HÄFELI, Ch. (1966): *Zur Jura/Kreide-Grenze im Bielerseegebiet (Kt. Bern)*. Bull. VSP 31/80, 33–38.
– (1966): *Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern)*. Eclogae geol. Helv. 59/2, 565–695.
- JACCARD, A. (1869): *Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois*. Beitr. geol. Karte Schweiz 6, 1–340.
- International subcommission of stratigraphic terminology (1961): *Report of the Twenty-First Session Norden 1960*. Part 25, 1–38.
- LEIGHTON, M.W., & PENDEXTER, C. (1962): *Carbonate rock types*. In: *Classification of carbonate rocks—a symposium*. Publ. AAPG 1962, 33–61.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964): *Classification and environmental significance of algal stromatolites*. Geol. 72, No. 1, Jan. 1964, 68–83.
- PETTIJOHN, F.J. (1957): *Sedimentary Rocks*. New York 1957, 1–718.
- REICHEL, M. (1955): *Sur une Trocholite du Valanginien d'Arzier*. Eclogae geol. Helv. 48/2, 396–408.
- SCHÄR, U. (1967): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Mesozoikum und Tertiär des Bielerseegebiets (Kt. Bern)*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 133.
- THALMANN, H.K. (1966): *Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura*. Mitt. natf. Ges. Solothurn, Heft 22, 1–126.
- YOUNG, R. B. (1935): *A comparison of certain stromatolitic rocks in the dolomite series of South Africa with marine algal sediments in the Bahamas*. Geol. Soc. South Africa Trans. 37, 153–162.

4. – HANS THALMANN (Bern): Gliederung und Fazies des obersten Malm (Reuchenette- und Twannbachformation) im südlichen Berner und Solothurner Jura

Ausgangspunkt für die nachfolgenden Untersuchungsergebnisse war eine geologische Detailkartierung im Maßstab 1 : 10000 der beiden südlichen Jura-Antiklinalen im Gebiet zwischen Biel und Grenchen, sowie eine detaillierte Profilaufnahme der in den verschiedenen Steinbrüchen der Umgebung von Solothurn aufgeschlossenen Schichten des obersten Malm.

An Stelle der bereits seit THURMANN (1832) und vor allem seit J.B. GREPPIN (1867, 1870) gebräuchlichen chronostratigraphischen Begriffe Kimmeridgien und Portlandien wurden die lithostratigraphischen Bezeichnungen Reuchenetteformation und Twannbachformation eingeführt.

Der Grund zur Einführung dieser rein lithostratigraphischen Begriffe an Stelle der chronostratigraphischen liegt in der Unsicherheit einer genauen chronologischen Datierung der betreffenden Ablagerungen mittels Korrelationen zu den in England gelegenen Typlokalitäten, welche durch die in unserem und den benachbarten Untersuchungsgebieten ausgeprägte Fossilarmut bedingt ist. Auf die Unstimmigkeiten

in der englischen und der kontinentaleuropäischen Anwendung der Begriffe Kimmeridgien und Portlandien wiesen bereits die Arbeiten von W. J. ARKELL (1946, 1956) und vor ihm, was weniger bekannt sein dürfte, auch H. SALFELD (1913). Die verschiedenartige Anwendung geht fast ausschliesslich auf die paläontologischen und stratigraphischen Arbeiten von D'ORBIGNY (1842–49) und dessen fehlerhaften Vergleiche der Faunen zwischen England und Frankreich zurück.

Ein weiterer Grund für die Unsicherheit in der chronologischen Zuweisung der Ablagerungen des obersten Malm dürfte, wie B. ZIEGLER anlässlich des Colloque du Jurassique in Luxembourg feststellte, darin zu suchen sein, dass die Wahl der Typlokalität des Kimmeridgien um so unglücklicher ist, als an dieser Stelle nur eine artenarme und spezialisierte Ammonitenfauna gefunden werden kann. Es ist deshalb für die Schweizer Geologen um so erfreulicher, als das BRITISH MESOZOIC COMMITTEE 1963 das Portlandien, und damit auch die Grenze Kimmeridgien – Portlandien neu definiert, gestützt auf die Untersuchungen von SALFELD, welcher als erster das Portlandien in seiner ganzen Ausdehnung genau beschreibt.

Die Bezeichnungen Reuchenette- und Twannbachformation als lithostratigraphische Begriffe haben also in bezug auf eine Alterszuweisung der betreffenden Ablagerungen nichts zu sagen.

Die Twannbachformation ist in unserem Untersuchungsgebiet nur in ihrem untersten Drittel in zusammenhängenden Aufschlüssen vorhanden und wurde deshalb nur insoweit näher untersucht, als dies zur Begrenzung der Reuchenetteformation vonnöten war. Sie beginnt definitionsgemäss mit den Mergeln mit *Exogyra praevirgula*. Eine Untersuchung der an verschiedenen Stellen zwischen Biel und Grenchen aufgesammelten Ostreiden ergab, dass es sich in allen Fällen um *Exogyra praevirgula* handelte, welche nach den Arbeiten von E. JOURDY (1924) ein Glied innerhalb der kontinuierlichen Entwicklungsreihe von *Exogyra nana* nach *E. virgula* darstellt.

Mit weiteren Details beschäftigten sich meine Terrainnachbarn Dr. CH. HÄFELI und Dr. U. SCHÄR (vgl. Literaturverzeichnis).

Die Reuchenetteformation umfasst die ca. 160 m mächtigen Ablagerungen zwischen dem Dach der Verenaschichten und dem Dach der Grenznerineenbank. Typlokalität ist der aufgelassene Kalksteinbruch der Firma VIGIER S.A. in Péry-Reuchenette (585.840/226.240–585.730/226.470). Sind die Verenaschichten durchwegs kalkarenitisch und z.T. zoogen-detritisch ausgebildet, setzt die Reuchenetteformation mit einer ausgesprochen monotonen Lithofazies ein. Vorherrschender Gesteinstyp sind dichte, selten etwas spätige Kalke mit splitterigem und scharfkantigem Bruch und beiger Farbe. Die fazielle Monotonie wird nur durch wenige Bänke aufgelockert, welche stellenweise eine kalkarenitische Struktur aufweisen können, die jedoch in keinem Falle einen über weitere Strecken verfolgbaren Leithorizont bilden.

Wenige Meter über der Basis der Reuchenetteformation ist an der Typlokalität eine ca. 2 m mächtige Bank zu beobachten, welche durch das Auftreten von «Cailloux noirs» gekennzeichnet ist. Von diesen Cailloux, welche einen Durchmesser von mehr als 15 cm aufweisen können, nimmt HÄFELI an, dass sie sich an Ort und Stelle in einem flachmarinen Milieu bildeten. Die Schwarzfärbung beruht nach seinen Angaben auf fein verteilter kohligter Substanz, wobei bereits Mengen von 100 ppm eine deutliche Färbung hervorrufen können.

Die Monotonie der Lithofazies zeigt sich auch im Chemismus der Reuchenetteformation. Die Werte für Gesamtkarbonat schwanken zwischen 90,9% und 99,5% und betragen im Mittel wenig über 97%. Der Dolomitanteil beträgt im Durchschnitt 2,5% und überstieg nie den Wert von 5,3%.

Eintönig ist auch die Biofazies. Praktisch in allen Horizonten können kleinere oder grössere Fragmente von Mollusken oder Brachiopoden auftreten, deren Zugehörigkeit zu einer bestimmten Art meist nicht nachgewiesen werden konnte. Weit verbreitet ist in allen Horizonten der Organismus [C], nach CAROZZI *Vaginella striata*, welcher oft in ausgedehnten Nestern auftritt.

Zwei Fossilhorizonte lassen sich in der Reuchenetteformation als Leithorizonte über weitere Gebiete verfolgen: die Grenznerineenbank und die Zone mit *Cladocoropsis mirabilis*.

Die Grenznerineenbank bildet definitionsgemäss das Dach der Reuchenetteformation, hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1,20 bis 1,50 m und ist in ihrem obersten Teil bei typischer Ausbildung von zahllosen Nerineen durchsetzt. Längsschnitte durch isolierte Einzelindividuen von verschiedenen Fundstellen bewiesen, dass es sich stets um dieselbe Nerineenart handeln muss. Die oft über 25 cm lange und in ihrer letzten Windung bis zu 4 cm Durchmesser aufweisende *Nerinea* wurde durch E. FREI (1925) als *Nerinea cf. grandis* VOLTZ bestimmt. Eine Überprüfung ergab jedoch, dass *Nerinea grandis* auszuschliessen ist, da diese wesentlich andere Spindelfalten besitzt als der Typ aus der Grenznerineenbank. Da in keinem Fall der verschiedenen aufgesammelten Exemplare die Ornamentation der Schale erhalten war, erwies sich eine artliche Bestimmung als ausgeschlossen. An Hand von Anschliffen konnte Dr. COX aussagen, dass es sich um eine nicht weiter bestimmbare Species von *Cossmanea* handelt. Es sei noch darauf hingewiesen, dass auch *Cossmanea* in verschiedenen Horizonten auftreten kann, jedoch stets nur als vereinzelte Individuen.

Ähnlich verhält es sich mit *Cladocoropsis mirabilis*, einer *Hydrozoa*, welche bereits durch DESOR und GRESSLY aus dem Neuenburger Jura als Bryozoe – daher der Name Bryozoenkalke – beschrieben worden war. Neben dem Auftreten als Einzel-exemplar beschränkt sich das Vorhandensein von Kolonien auf eine einzige Zone, welche in allen beobachteten Aufschlüssen ca. 25 m unterhalb der Grenznerineenbank gelegen ist. Ob diese Zone einen streng isochron verlaufenden Horizont bildet, kann nicht mit Sicherheit ausgesagt werden; die stratigraphische Stellung innerhalb der Reuchenetteformation dürfte jedoch nur ganz geringfügigen Schwankungen unterworfen sein.

Innerhalb der Reuchenetteformation bilden die Solothurner Schildkrötenkalke eine Besonderheit. Lithostratigraphisch handelt es sich dabei um einen streng begrenzten Schichtkomplex – ein member – dessen Typlokalität im Steinbruch Biberstein gelegen ist (607.865/230.115). Die Untergrenze des Schichtkomplexes fällt zusammen mit der Zone der *Cladocoropsis mirabilis*. Die Obergrenze wird gebildet durch das Dach der «Oberen Werkbank», der in allen Steinbrüchen höchstgelegenen Bank, welche je zu Steinhauerzwecken ausgebeutet wurde.

Der Chemismus der Solothurner Schildkrötenkalke weist keine signifikanten Merkmale auf, welche ihn vom Chemismus der Reuchenetteformation unterscheiden würde. Lithologisch sind Kalkarenite und zoogen-detritische Kalke mit oft stark rekristallisierter Matrix dominierend.

Im Gegensatz zur übrigen Reuchenetteformation sind die Solothurner Schildkrötenkalke durch eine reiche Fauna gekennzeichnet, vor allem – wie der Name sagt – durch das gehäufte Auftreten von Schildkrötenpanzern. Die seit mehr als 100 Jahren im Museum Solothurn aufgesammelten Panzer sind in einer kürzlich erschienenen Monographie von Dr. BRÄM paläontologisch neu bearbeitet worden. Auffallend ist die Tatsache, dass alle Exemplare innerhalb eines relativ kleinen Areals von weniger als 2 km² gefunden wurden. Die Biofazies der Solothurner Schildkrötenkalke ist also in ihrer horizontalen Ausdehnung recht beschränkt.

Die chronostratigraphische Zuweisung der Schildkrötenkalke und damit auch der Reuchenetteformation erfolgt durch den Zufallsfund eines Cephalopoden, welcher schon seit Jahrzehnten im Museum Solothurn deponiert war. Das aus dem Steinbruch Bargetzi stammende Ammonitenexemplar wurde von Dr. B. ZIEGLER als *Aulacostephanus (Pararasenia) quenstedti* DURAND bestimmt. Das Vorkommen dieses Flachwasserammoniten beschränkt sich auf die *acanthicum*- und die *pseudomutabilis*-Zone, chronostratigraphisch befinden wir uns also im oberen Kimmeridgien, dem oberen Unterkimmeridgien im Sinne ARKELL 1956.

Durch einen weiteren Zufallsfund einer nicht näher bestimmbareren *Gravesia* darf die Twannbachformation chronostratigraphisch annähernd dem Portlandien, dem Upper Kimmeridgien im Sinne ARKELL 1956 gleichgesetzt werden. Offen bleibt immer noch die Frage der genauen chronostratigraphischen Grenzziehung zwischen den beiden Formationen, d.h. die Fundstellen der beiden Cephalopoden liegen stratigraphisch ca. 60 m auseinander, innerhalb dieser Spanne liegt die Grenznerineenbank und innerhalb dieser Spanne muss auch die Grenze Portlandien/Kimmeridgien gelegen sein.

VERZEICHNIS DER WICHTIGSTEN LITERATUR

- American commission on stratigraphic nomenclature (1961): *Code of stratigraphic Nomenclature*. AAPG Bull. 45, no. 5: 648.
- ARKELL, W.J. (1946): *The Jurassic System in Great Britain*. Oxford, Clarendon Press: 440
– (1956): *Jurassic Geology of the World*. Oliver & Boyd, Ltd., Edinburgh.
- BRÄM, H. (1966): *Die Schildkröten aus dem oberen Jura (Malm) von Solothurn*. Schweiz. Pal. Abh. 83, 5–190.
- Congrès géol. internat., Commission de Stratigraphie (1960–64): *Léxique stratigraphique international*, fasc. 3a, 4a, 7a Centre nat. rech. sc., Paris VII^e
- HÄFELI, CH. (1966): *Die Jura-Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern)*. Eclogae geol. Helv., 59/2, 565–695.
- HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz*, Bd. 1. Verlag Herm. Tauchnitz, Leipzig: 451.
- International subcommission on stratigraphic terminology (1961): *Stratigraphic classification and terminology* Geol. Congr., Report 21, Session Norden 1960
- SALFELD, H. (1913): *Die Gliederung des Oberen Jura in NW-Europa von den Schichten mit *Perisphinctes Martelli* OPPEL an aufwärts auf Grund von Ammoniten*. N. Jahrb. Mineralogie, Beilagebd, 37
- SCHÄR, U. (1966): *Geologische und Sedimentpetrographische Untersuchungen im Mesozoikum und Tertiär des Bielerseegebietes (Kt. Bern)*. Diss. Geol. Inst. Bern
- THALMANN, H. (1966): *Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura*. (mit vollst. Bibliographie) Mitt. naturf. Ges. Solothurn, Heft 22
- ZIEGLER, B. (1961): *Stratigraphische und zoogeographische Beobachtungen an *Aulacostephanus**. Pal. Zeitschr. 35, 1–2, 79
– (1962): *Das Untere Kimmeridgien in Europa*. Coll. du Jurassique, Luxembourg 1962

5. – REINHART GYGI (Zürich): **Über das zeitliche Verhältnis zwischen der transversarium-Zone in der Schweiz und der plicatilis-Zone in England. (Unt. Malm, Jura)**

ZUSAMMENFASSUNG

Anhand von zwei Detailprofilen im Aargau, der Typusregion der transversarium-Zone, und einem Detailprofil im Randen mit Ammoniten der englischen plicatilis-Zone wird nach der Ammonitenfauna ein Altersvergleich der aargauischen Birnenstorferschichten mit den tiefsten Oxfordschichten im Randen versucht und gezeigt, dass die transversarium-Zone dem jüngsten Teil der plicatilis-Zone entspricht, nämlich der oberen parandieri-Subzone.

EINLEITUNG

Seit einiger Zeit bestand in der Stratigraphie des unteren Malm die Frage, ob die transversarium- und die plicatilis-Zonen ungefähr gleich alt seien, wie dies ARKELL (1956, Seite 114) annahm, oder ob die ganze transversarium-Zone jünger als die plicatilis-Zone sei, wie dies J. CALLOMON (1964, Seite 284) angibt. Einige Ammonitenfunde aus dem Aargau und dem Randen ermöglichen es nun, der Lösung der Frage näher zu kommen. Die Dissertation von G. HAUERSTEIN, die während der Abfassung dieser Arbeit erschienen ist, ergab gegenüber meinen Resultaten noch eine Präzisierung zum ersten Auftreten von *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) *parandieri* (DE LOR.).

BESCHREIBUNG VON DREI DETAILPROFILIEN

Das Typusprofil der Birnenstorferschichten ist heute verschüttet. Als Ersatz werden zwei Profile der Birnenstorferschichten aus dem Aargau wiedergegeben, die vom Typusprofil wahrscheinlich nur geringfügig abweichen.

1. Profil oberhalb der Schellenbrücke NE von Küttigen, Kt. Aargau, Koord. 252.875/646.450, siehe Fig. 1, Profil 1.

Das Profil beginnt mit den zwei eisenoolithischen Kalkbänken 1 und 3. Beide haben eine hellbraune Grundmasse von feinkörnigem Kalk mit braunen Eisenooïden. Die obere Bank schliesst mit einem buckligen Hardground ab, der aus einer etwa 1 mm dicken Limonitschicht mit stark glänzender Oberfläche besteht. Der darüberliegende Mergel mit Kalkknollen, die tiefste Lage der Birnenstorferschichten, enthält nur bis zur Unkenntlichkeit korrodierte Makrofossilien. Es handelt sich offensichtlich um ein Mangersediment. Darüber liegt eine Bank von 10 cm Mergelkalk, Schicht 5, die aufgearbeitete Eisenooïde und bis mehrere Zentimeter grosse Schlieren eines dunkelgrünen Mergels enthält. Es folgen die Birnenstorferschichten in ihrer typischen Ausbildung: Mergel mit meist unvollständig fossilisierten Schwämmen und einer reichen Ammonitenfauna wechsellagernd mit Schwammkalk-Bänken, die an der Oberfläche oder auch an inneren Grenzflächen Korrosionserscheinungen zeigen (sog. Halmyrolyse oder Subsolution). Als Besonderheit ist ein kleines, flaches Schwammriff in der Schicht 16 hervorzuheben, da die Schwammkalke der Birnenstorferschichten sonst im ganzen Kanton Aargau ausnahmslos als Bänke oder Biostrome auftreten.

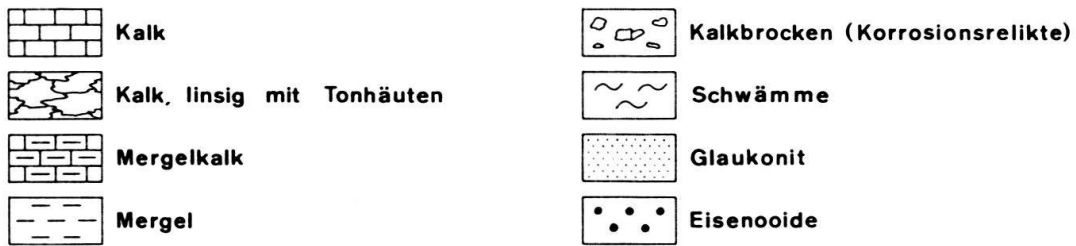
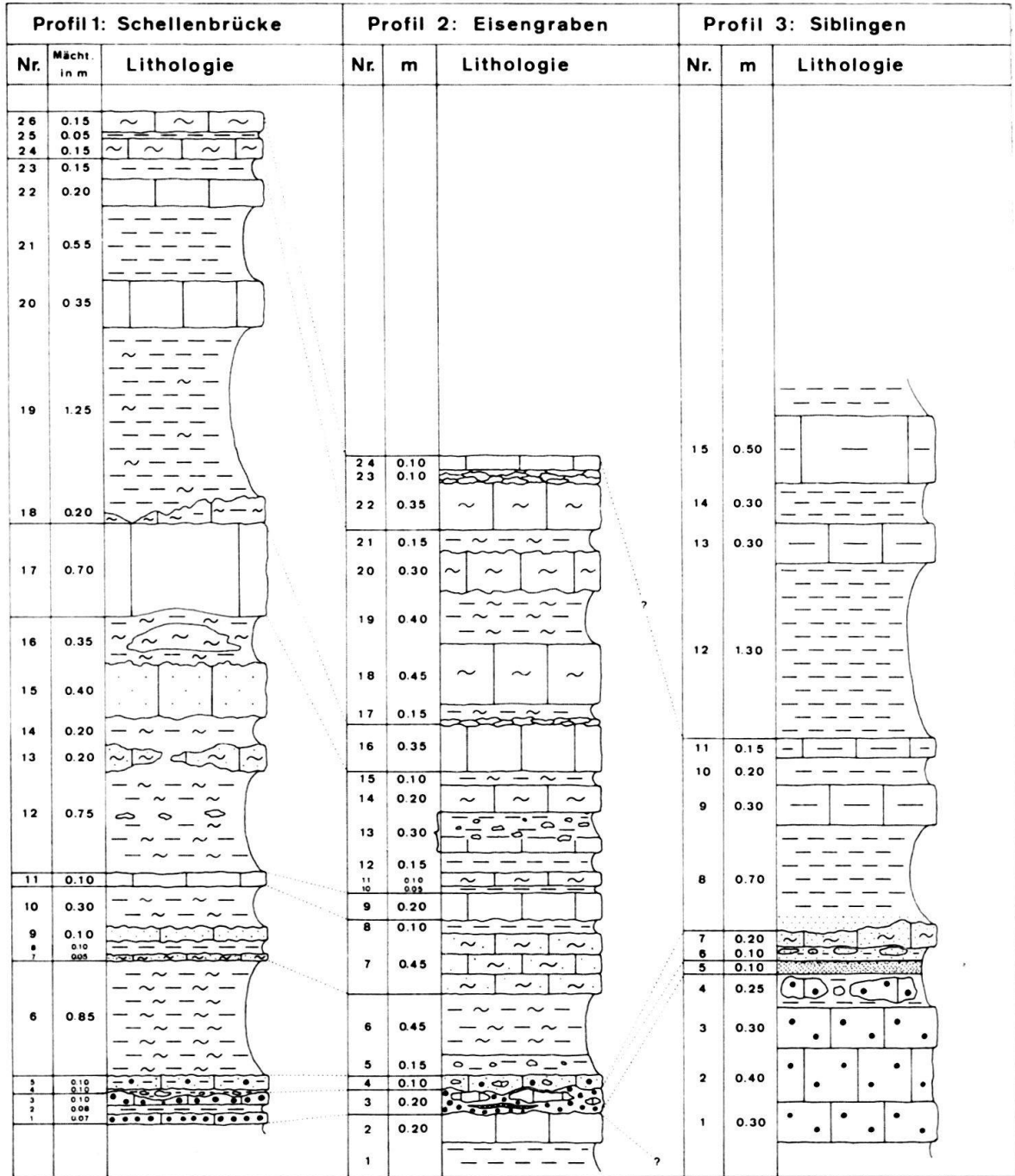


Fig. 1.

Faunenliste zu Profil 1

- Schicht 19: *Glochiceras (Coryceras) canale* (QUENSTEDT)¹, *Trimarginites trimarginatus* (Oppel) *Trimarginites stenorhynchus* (OPP.) Seeigelstacheln.
- 10: *Glochiceras (G.) subclausum* (OPP.), *Glochiceras (Coryceras) cornutum* ZIEGLER, *Glochiceras (C.) crenatum* (OPP.), *Taramelliceras semiplanum* (OPP.), *Trimarginites arolicus* (OPP.), *Trimarginites stenorhynchus* (OPP.), *Sowerbyceras* sp. Brachiopoden, *Eugeniocrinus* sp., Seeigelstacheln.
- 8: *Properisphinctes* (?) *birmensdorfensis* (MOESCH)², siehe Taf. 3, Abb. 1.
- 7: *Taramelliceras* (T.) *dentostriatum* (QUENST.)
- 3: *Cardioceras (C.) persecans* BUCKMAN, *Cardioceras (Subvertebriceras) costellatum* BUCKM., *Goliathiceras (Goliathites) helveticum* (JEANNET), *Campylites (Neoprionoceras) jurensis* JEANN., *Properisphinctes bernensis* (de LORIO), *Alligaticeras montfalconense* (LOR.), *Properisphinctes* (?) *sarasini* (LOR.), *Properisphinctes* (?) *subfunatus* (LOR.), *Taramelliceras (Proscaphites) suevicum* (OPP.)
Gastropoden und Brachiopoden
- 2: *Macrocephalites* sp. (Bruchstück mit Limonitrinde), *Lamberticeras* sp.
- 1: *Hectioceras (Hectioceras) cf. hecticum* (REINECKE), Lebensdauer: unteres Callovian³, *Hectioceras (H.) cf. gelini* PETITCLERC, unt. Call., *Hectioceras (Putealicerias) aff. suevum* BONARELLI, mittl. bis ? ob. Call., *Subgrossouvria cf. recuperoi* (GEMELLARO), *Parawedekindia cf. choffati* (LOR.), *Lamberticeras lamberti macer* QUENST.
Gastropoden und Brachiopoden

2. Profil im Eisengraben NW von Mönthal, Kt. Aargau, Koord. 264.070/651.600, siehe Fig. 1, Profil 2⁴)

Das Profil beginnt mit einem weichen Mergel und einer Bank zähen, feinspätigen, sterilen blaugrauen Kalkes, dessen Schichtoberfläche durch Korrosion bucklig ausgebildet ist. Darüber liegt eine 15 – 20 cm mächtige Bank eines eisenoolithischen Kalkes: Schicht 3. Sie enthält bis 20 cm breite und 10 cm dicke, fladenförmige, in situ erhaltene Relikte der liegenden Kalkbank. In Schmitzen und dünnen Lagen kommt darin auch ein dunkelbrauner Mergel vor, der zu mehr als 50% aus Eisenoiden besteht. Die Schichtoberfläche ist ein unebener, glänzender Limonit-Hardground. Darüber folgen 10 cm eines sehr feinkörnigen, braungrauen Kalkes. Dieser enthält limonitisch berindete Brocken des liegenden eisenoolithischen Kal-

¹) Die Glochiceraten und ein Teil der Taramelliceraten wurden mir von PD Dr. B. ZIEGLER, Berlin, bestimmt, wofür ihm herzlich gedankt sei.

²) Das Stück wurde mir freundlicherweise von cand. geol. F.J. GSELL überlassen.

³) Die Bestimmungen und Angaben über die Lebensdauer der Hectioceraten wurden mir von Dr. A. ZEISS, Erlangen, mitgeteilt, wofür ihm herzlich gedankt sei.

⁴) Das Profil wurde gemeinsam mit cand. geol. H. OESTERLE, Basel, aufgenommen, der die Mikrofauna im Rahmen einer Dissertation bearbeitet.

Fig. 1: Drei Profile der tiefsten Oxfordian-Schichten in der nordöstlichen Schweiz.

Profil 1: Schichten 1–2 oberes Callovian, 3 unteres Oxfordian, 4–26 Birmenstorferschichten = mittleres Oxfordian

Profil 2: Schicht 3 unteres Oxfordian, 4–24 Birmenstorferschichten

Profil 3: Schichten 1–4 Callovian, 5 unteres Oxfordian, 6–7 mittleres Oxfordian, 8–11 Äquivalente der Birmenstorferschichten in Effingerfazies ?

Koordinaten der Profile und Faunenlisten siehe im Text.

kes, zum Teil in derselben Knolle noch mit Kalk der Schicht 2 verwachsen. Charakteristisch sind aufgearbeitete Eisenooide und dunkelgrüne Mergelschlieren. Darüber folgen die Birnenstorferschichten in normaler Ausbildung.

Faunenliste zu Profil 2

- Schicht 22: *Progeronia* (?) *choffati* (DE RIAZ), *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *luciae* RIAZ
Isoarca sp.
- 21: *Properisphinctes* (?) *birmensdorfensis* (MOESCH), *Glochiceras* (*Coryceras*) *cornutum* ZIEGLER, *Glochiceras* (*G.*) *subclausum* (OPP.)
Lacunosella arolica, Gastropoden, Seeigelstacheln
- 20: *Progeronia gerontoides* (SIEMIRADZKI), *Progeronia* (?) *choffati* (RIAZ), *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes* ?) *kreutzi* SIEM., *Taramelliceras* (*T.*) *callicerum* (OPP.), *Glochiceras* (*G.*) *subclausum* (OPP.), *Ochetoceras* (*O.*) *canaliculatum* (v. BUCH)
Laevaptychus sp., *Lacunosella*, Gastropoden
- 19: *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *dybowski* SIEM., siehe Taf. 2, Abb. 1, *P. (D.) luciae* RIAZ, *Taramelliceras* (*T.*) *dentostriatum* (QUENST.), *Trimarginites arolicus* (OPP.), *T. stenorhynchus* (OPP.), *Ochetoceras* (*O.*) *canaliculatum* (v. BUCH), *Glochiceras* (*G.*) *subclausum* (OPP.)
Lacunosella, Terebratuliden, *Cidaris leaviuscula*, *Craticularia rollieri*
- 18: *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *luciae* RIAZ, *Trimarginites arolicus* (OPP.), *Ochetoceras* (*O.*) *raixense* FRADIN, *Glochiceras* (*G.*) *subclausum* (OPP.), siehe Taf. 4, Abb. 3
- 17: *Taramelliceras* (*T.*) *dentostriatum* (QUENST.), *Trimarginites arolicus* (OPP.), *T. trimarginatus* (OPP.)
- 16: *Taramelliceras* (*T.*) *argoviense* JEANNET, *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *luciae* RIAZ, *P. (D.) cf. wartae* BUKOWSKI
- 15: *Trimarginites arolicus* (OPP.), *Taramelliceras* (*Proscaphites*) *anar* (OPP.), siehe Taf. 4, Abb. 2, *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *helenae* RIAZ
Laevaptychus sp., *Aequipecten fibrosum*, *Lacunosella* sp.
- 14: *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *dybowski* SIEM.
- 13: *Trimarginites trimarginatus* (OPP.), *T. stenorhynchus* (OPP.), *Glochiceras* (*G.*) *subclausum* (OPP.), *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *helenae* RIAZ
- 12: *Taramelliceras* (*T.*) *dentostriatum* (QUENST.), *Gregoryceras riasi* (DE GROSSOUVRE), *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *falculae* RONCHADZÉ
- 11: *Glochiceras* (*Coryceras*) *cornutum* ZIEGLER, *Trimarginites arolicus* (OPP.), *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) *divergens* OPPENHEIMER
Lacunosella arolica
- 10: *Trimarginites arolicus* (OPP.), *Glochiceras* (*Coryceras*) *crenatum* (OPP.)
- 9: *Ochetoceras* (*O.*) cf. *raixense* FRADIN
- 8: Gastropoden, Terebratuliden
- 7: *Campylites* (*Neoprionoceras*) *henrici* (d'ORB.)
- 6: *Trimarginites arolicus* (OPP.)
Glossothyris douvillei, *Lacunosella arolica*
- 5: *Ochetoceras* (*O.*) *canaliculatum* (v. BUCH)
- 4: *Pachyceras* sp.
Haifischzahn
- 3: *Cardioceras* (*Subvertebriceras*) *densiplicatum* BODEN, *Cardioceras* (*Vertebriceras*) sp. = *Cardioceras* cf. *dieneri* ARKELL 1942, Taf. 53, Fig. 6, *Goliathiceras* (*Korythoceras*) *leachi* (SOWERBY), *Lamberticeras lamberti* (SOW.), mit vollständiger Wohnkammer und Mundsaum, *Peltoceras trifidum* (QUENST.), *Choffatia* (*Homoeoplanulites*) *lobata* BUCKMAN, *Alligaticeras* sp., *Sowerbyceras* sp., *Campylites* sp., *Reineckeia* sp., *Hecticoceras* (*Putealiceras*) *punctatum* STAHL ssp. *ombilicatum* DE TSYTOVICH, mittl. Callovian, *Hecticoceras* (*Lunuloceras*) *lunula* (REINECKE), mittl. bis ob. Call., *Hecticoceras* (*Zieteniceras*) cf. *aplanatum* TSYT., unt. bis mittl. Call.
Gastropoden, *Lacunosella* sp.

3. Profil NE von Siblingen, Kt. Schaffhausen, Koord. 286.160/682.000, siehe Fig. 1, Profil 3

Das Profil beginnt mit einem rotbraunen Eisenoolith. Darüber liegen drei Bänke von grünlich- bis bräunlichgrauem Eisenoolith, von denen die oberste in Knollen aufgelöst ist. Schicht 5 ist ein dunkelgrauer, glaukonitreicher, wenig Quarz und Glimmer führender Ton. Die Obergrenze ist durch Oxydation braun gefärbt. Anzeichen für einen Sedimentationsunterbruch fehlen. Darüber folgt ein braungelber Mergel, die Schicht 6. Auch diese enthält Glaukonit, der aber grobkörniger und etwas heller ist als in Schicht 5 und in viel geringerer Menge vorkommt. In dieser Schicht liegen bis über 10 cm breite und mehrere Zentimeter dicke, fladenförmige Knollen eines grünlichgrauen, Glaukonit führenden Kalkes mit limonitischer, nicht glänzender Rinde. Auch der Kalk im Innern der Knollen ist fleckenweise stark limonithaltig. Diese Knollen enthalten häufig ausgezeichnet erhaltene Ammoniten. Auf der Oberseite tragen sie manchmal eine Rinde mit konzentrischen Anlagerungsschichten, während die Unterseite stark korrodiert sein kann. Kleine Ammoniten oder Bruchstücke von grösseren können rundherum von konzentrischen, lappig-buchtigen Rinden umgeben sein. Nach deren Form darf man annehmen, dass es sich um Bildungen von Kalkalgen handelt. Die Knollen sind also Mumien (Definition siehe P. A. ZIEGLER 1956, Seite 41). Schicht 7 folgt mit stark unebener Schichtunterfläche. Sie besteht aus leicht grünlich-grauem Kalk mit wenig feinkörnigem, dunkelgrünem Glaukonit. Auch diese Kalkbank enthält noch Mumien und Ammoniten, die zuweilen mit einer Limonitrinde umgeben und möglicherweise aus Schicht 6 aufgearbeitet sind. Die Bank enthält auch von Limonit tiefbraun gefärbte Nester. Die Schichtoberfläche ist durch Korrosion uneben. Darüber liegt eine Folge von Mergeln und Kalkmergelbänken in der Fazies der Effingerschichten. Die untersten 10 cm der tiefsten Mergellage sind dicht von Fucoiden durchzogen und führen noch etwas Glaukonit.

Faunenliste zu Profil 3

- Schicht 7: *Perisphinctes (Arisphinctes) plicatilis* (SOW.), *P. (A.) helenae* RIAZ, *P. (A.) elisabethae* RIAZ, *P. (Dichotomosphinctes?) kreutzii* SIEM., *P. (D.?) mindowe* SIEM., *P. (D.) kiliani* RIAZ, *Ochetoceras (O.) canaliculatum* (v. BUCH), *Ochetoceras (O.) raixense* FRAD., *Campylites (Neoprionoceras) henrici henrici* (D'ORB.), *Glochiceras (G.) subclausum* (OPP.), *Gregoryceras riazi* (DE GROSS.), *Gregoryceras romani* (DE GROSS.)
- 6: *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) antecedens* SALFELD, siehe Taf. 3, Abb. 2, *P. (D.) dobrogensis* SIMIONESCU, siehe Taf. 2, Abb. 2, *P. (D.) stenocycloides* SIEM., *P. (D.) bouranensis* (LOR.), *P. (Arisphinctes) helenae* RIAZ, *P. (A.) tizianiformis* CHOFFAT, siehe Taf. 4, Abb. 4, *Ochetoceras (O.) canaliculatum* (v. BUCH), *Trimarginites trimarginatus* (OPP.), *Gregoryceras romani* (DE GROSS.), *Aspidoceras (Euaspidoceras) cf. catena* (SOW.), Bruchstück, *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) auriculatus* ARKELL, vgl. ein weiteres Stück aus der Sammlung E. MODEL, Taf. 4, Abb. 1
Collyrites capistrata GOLDF.
- 5: *Cardioceras (C.) cf. galeiferum* BUCKMAN, *C. (Maltoniceras) sp.*, *Properisphinctes bernensis* (LOR.)
Belemniten, Gastropoden
- 3: *Reineckeia* sp.
- 1: *Macrocephalites* sp.

ZUR BIOCHRONOLOGISCHEN EINSTUFUNG DER DREI PROFILE

Es darf angenommen werden, dass die *cordatum*-Zone in allen drei Profilen vertreten ist: Schellenbrücke: Schicht 3, Eisengraben: Schicht 3, Siblingen: Schicht 5. Die *mariae*-Zone ist im Eisengraben durch *Goliathiceras* (*Korythoceras*) *leachi* (J. SOWERBY 1819) angedeutet, doch sollte dieser Einzelfund nicht überbewertet werden, da die Systematik der Cardioceratiden noch zu wenig geklärt und etwaige Heterochronien im Auftreten der einzelnen Arten noch gänzlich unbekannt sind. An dieser Stelle sei aber daran erinnert, dass A. OPPEL solche Heterochronien für das Auftreten seines *Ammonites cordatus* bereits in Betracht gezogen hat (Briefe A. OPPEL's an F. ROLLE, in: MARTIN, G. 1961, Seite 153).

Die *plicatilis*-Zone, die CALLOMON (1960) in England von unten nach oben in die vertebrale-, *antecedens*- und *parandieri*-Subzonen unterteilt hat, ist in unseren Profilen ebenfalls nachweisbar. Im Profil Siblingen fand sich in Schicht 6 ein Exemplar von *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *auriculatus* ARKELL 1938 mit fast vollständiger Wohnkammer (vgl. das Stück aus der Sammlung E. MODEL, Taf. 4, Abb. 1) nebst einem Bruchstück von *Aspidoceras* (*Euaspidoceras*) cf. *catena* (J. SOWERBY 1823). Beide kommen in England in der vertebrale-Subzone vor (siehe ARKELL 1927). *Vertebriceras vertebrale* selber wurde nicht gefunden, und es muss mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass die zwei Arten *auriculatus* und *catena* in der Schweiz nicht genau gleichzeitig gelebt haben wie in England.

In der Sammlung des Geologischen Institutes der ETH (Sammlung E. MODEL) liegt ein *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *antecedens* SALFELD 1914 mit teilweise erhaltener Wohnkammer und der Fundortangabe «Siblingen» (siehe Taf. 3, Abb. 2). Nach dem Material des Steinkerns ist es wahrscheinlich, dass das Stück aus der Schicht 6 unseres Profils 3 von Siblingen stammt, doch könnte es auch aus der Schicht 7 als aufgearbeitetes Stück entnommen sein. Dabei spielt es keine Rolle, dass der genaue Fundpunkt unbekannt ist, da die tiefsten Schichten des Oxfordian im ganzen Randen genau gleich ausgebildet sind.

Perisphinctes (*Perisphinctes*) *parandieri* DE LORIO 1903 wurde von Dr. F. SCHNEIDER (Wädenswil) im alten Zementsteinbruch bei Oberehrendingen an der Lägern, Koord. 260.080/669.080, 20 cm über der Basis der Birmenstorferschichten gefunden. Ein weiterer Vertreter dieser Art aus den Birmenstorferschichten von Herznach liegt in der Sammlung des geologischen Instituts der ETH, siehe Taf. 1, Abb. 2. Nach dem Material des Steinkerns stammt das Stück aus den mittleren bis oberen Birmenstorferschichten. Somit sind die Birmenstorferschichten als Ganzes der *parandieri*-Subzone zuzuordnen. Aus den Ammonitenfunden in Profil 1 und 2 geht hervor, dass die Birmenstorferschichten (Profil 1: Schichten 4–26, Profil 2: Schichten 4–24) wahrscheinlich jünger sind als die Schicht 7 des Profils Siblingen (siehe auch CALLOMON 1964, Seite 283). Diese Schicht könnte mit der Schicht 5 im Profil Schellenbrücke und 4 im Profil Eisengraben verglichen werden. Jene haben aber bis jetzt noch keine Ammoniten der *antecedens*- oder *vertebrale*-Subzone geliefert.

HAUERSTEIN (1966) zeigt, dass *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) *parandieri* im Blumberg, 17 km N Schaffhausen, schon im Mumienschichtle (A. ZEISS 1955) erstmalig auftritt. Dieser Horizont entspricht unserer Schicht 6 im Profil Siblingen, wo *P.* (*P.*) *parandieri* bis jetzt noch nicht gefunden worden ist, dafür aber *P.* (*P.*)

martelli (OPPEL 1863). Diese zwei Arten dürften also etwa gleichzeitig gelebt haben, da *P. (P.) martelli* auch in den Birnenstorferschichten im Aargau vorkommt. (siehe Taf. 1, Abb. 1).

Danach kann das Profil Siblingen folgendermassen eingestuft werden:

- Schicht 5: cordatum-Zone
 6: vertebrale-?, antedens- bis parandieri-Subzonen
 7: parandieri-Subzone

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Aus den Schriften A. OPPEL's geht hervor, dass er der «Zone des *Ammonites transversarius*» die aargauischen Birnenstorferschichten als Ganzes zuordnete (siehe z.B. OPPEL und WAAGEN 1866, Seite 227). Die Indexform, das Original zu *Ammonites transversarius* QUENSTEDT 1849, stammt von Birnenstorf, Kt. Aargau. Dies ist wahrscheinlich das einzige *Gregoryceras transversarium*, das bis heute im Aargau gefunden worden ist. Das von A. JEANNET (1951, Taf. 79, Fig. 9) als *G. transversarium* abgebildete Exemplar ist ein *Gregoryceras romani* (DE GROSSOUVRE). Da bis heute von *G. transversarium* nur wenige Exemplare bekannt sind, und wir deren Lebensdauer nicht genau kennen, ist die Art als Zonenindex wenig geeignet.

HAUERSTEIN gibt an, *G. transversarium* bei Blumberg in mehreren Exemplaren im Mumienschichtle und der darüberliegenden Toucasianum-Bank, entsprechend den Schichten 6 und 7 unseres Profils 3 (Siblingen), gefunden zu haben. Nach meiner eigenen Aufsammlung von etwa 100 Ammoniten von Blumberg aus diesen zwei Horizonten möchte ich annehmen, dass es sich bei diesen nach Angabe von HAUERSTEIN (Seite 94) aufgrund der Arbeit von SALFELD (1906) bestimmten Stücken um *Gregoryceras riazi* (DE GROSSOUVRE 1917) handelt. Man bleibt deshalb am besten dabei, wie A. OPPEL nur die Birnenstorferschichten des Kantons Aargau der transversarium-Zone zuzuordnen (siehe auch R. ENAY 1964, Seite 494).

Die Birnenstorferschichten und damit die transversarium-Zone entsprechen dem jüngsten Teil der parandieri-Subzone von England in der Gegend von Oxford. Da *Perisphinctes (P.) parandieri*, obgleich selten, in den Birnenstorferschichten des Kantons Aargau vorkommt, und im Randen *Perisphinctes (D.) antedens* nebst Vertretern der vertebrale-Subzone gefunden worden ist, kann man die in England für das mittlere Oxfordian gebräuchliche Zoneneinteilung auch im nordostschweizerischen Jura anwenden. Da die Birnenstorferschichten über einer Schichtlücke von der Grössenordnung von mehr als zwei Ammoniten-Subzonen beginnen und bisher nur ein einziges *Gregoryceras transversarium* geliefert haben, sollte der Begriff transversarium-Zone fallengelassen werden.

LITERATURVERZEICHNIS

- ARKELL, W.J. (1927): *The corallian rocks of Oxford, Berks and North Wilts*. Philos. Trans. Roy. Soc. London, [B] 216, 67–181.
 – (1956): *Jurassic geology of the world*.
 CALLOMON, J.H. (1960): *New sections in the corallian beds around Oxford, and the subzones of the plicatilis-zone*. Proc. Geol. Assoc., 71, 177–208.
 – (1964): *Notes on the Callovian and Oxfordian stages*. Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962, vol. comptes rend. et mém., 269–291.

- ENAY, R. (1964): *Les faunes d'ammonites et la zonation de l'Oxfordien supérieur du Jura méridional*. Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962, vol. comptes rend. et mém., 487-501.
- HAUERSTEIN, G. (1966): *Perisphinctes (Arisphinctes) aus der plicatilis-Zone (Mittel-Oxfordium) von Blumberg/Südbaden (Taxionomie, Stratigraphie)*. Diss. Univ. München.
- JEANNET, A. (1951): *Stratigraphie und Palaeontologie des oolithischen Eisenerzlagers von Herznach und seiner Umgebung*. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., 13. Lfg., 5, 240 S., 107 Taf.
- MARTIN, G.P.R. (1961): *Die Briefe Albert Oppels an Friedrich Rolle aus den Jahren 1852-1861*. Jahresh. Ver. vaterländ. Naturk. Württemberg 116, 124-177.
- OPPEL, A. und WAAGEN, W. (1866): *Über die Zone des Ammonites transversarius*. Geognostisch-paläontologische Beiträge 1, 2, 207-318.
- SALFELD, H. (1906): *Beitrag zur Kenntnis des Peltoceras toucasi d'Orb. und Peltoceras transversarium*. Qu. N. Jb. Min. Geol. Pal. 1, 81-90, Taf. 9-12.
- ZEISS, A. (1955): *Zur Stratigraphie des Callovien und Unter-Oxfordien bei Blumberg (Südbaden)*. Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, 1, 239-266.
- ZIEGLER, P. A. (1956): *Zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura*. Beitr. Geol. Schweiz, N. F., 102. Lfg., 37-101.

Tafel I

Fig. 1: *Perisphinctes (Perisphinctes) martelli* (OPPEL 1863).

Syntypus ?

Birmenstorferschichten, Bözen, Kt. Aargau. Geolog. Inst. ETH, Zürich.

Masse: Dm	248 mm	Bei Dm	75 mm	58 Primärrippen
Wh	0.23		100	65
Wd	0.31		120	66
Nw	0.54		160	62
			190	58
			250	40

Bis vorn gekammert

Seite 941

Fig. 2: *Perisphinctes (Perisphinctes) parandieri* DE LORIO 1903. Hypotypoid. Birmenstorferschichten, Herznach, Kt. Aargau. Geolog. Inst. ETH, Zürich.

Masse: Dm	275 mm	Bei Dm	90 mm	6 Primärrippen
Wh	0,22		120	51
Wd	—		160	46
Nw	0.62		200	40
			240	34
			280	22

Gekammert bis Dm 225 mm

Seite 940

Beide Fig. $\frac{1}{3}$ nat. Grösse

phot. J. AICHINGER



1



2

Tafel II

Fig. 1: *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) dybowskii* SIEMIRADZKI 1891. Hypotypoid. Birmens-
torferschichten (Schicht 19, Profil 2), Eisengraben bei Mönthal, Kt. Aargau. Belegsamm-
lung R. GYGI, Geolog. Inst. ETH, Zürich.

Masse:	Dm	104	Bei Dm	15 mm	35 Primärrippen
	Wh	0.33		50	45
	Wd	—		70	64
	Nw	0.42		104	67

Gekammert bis Dm 63 mm, Wohnkammer vollständig erhalten.

Seite 938

Fig. 2: *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) dobrogensis* SIMIONESCU 1907. Hypotypoid. Schicht 6,
Profil 3, Siblingen, Kt. Schaffhausen. Belegsammlung R. GYGI, Geolog. Inst. ETH, Zürich.

Masse:	Dm	124	Bei Dm	50 mm	56 Primärrippen
	Wh	0.30		70	61
	Wd	0.27		100	64
	Nw	0.48		120	66

Gekammert bis Dm 75 mm, Wohnkammer nahezu vollständig erhalten.

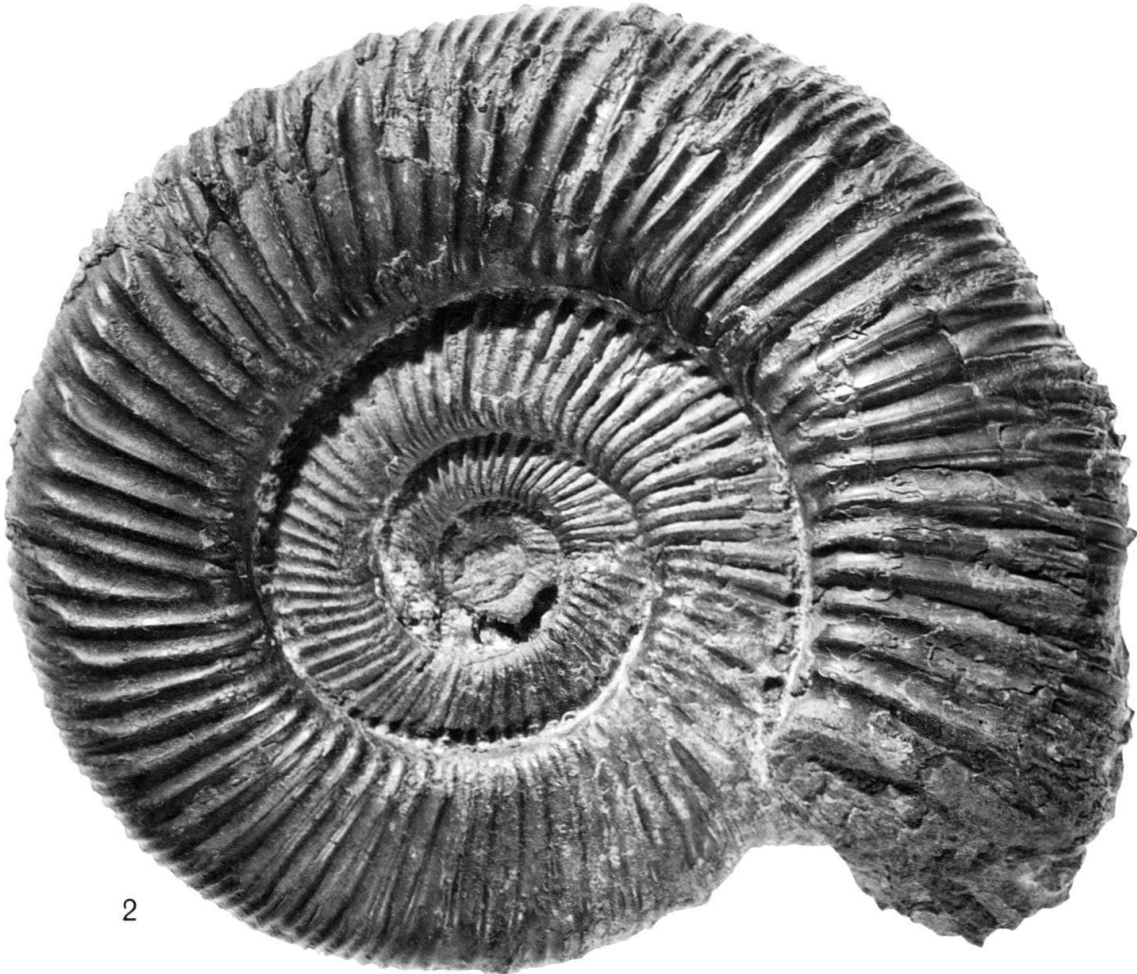
Seite 939

Beide Fig. in nat. Grösse

phot. J. AICHINGER



1



2

Tafel III

Fig. 1: *Properisphinctes* (?) *birmensdorfensis* (MOESCH 1867). Hypotypoid. Birmenstorferschichten (Schicht 19, Prof. 1), Schellenbrücke bei Küttigen, Kt. Aargau. Belegsammlung R. GYGI, Geolog. Inst. ETH, Zürich.

Masse:	Dm	69 mm
	Wh	0.26
	Wd	—
	Nw	0.54

Gekammert bis Dm 40 mm, Wohnkammer vollständig erhalten.

Seite 937

Fig. 2: *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *antecedens* SALFELD 1914. Hypotypoid. Vermutlich Schicht 6, Profil 3, Siblingen, Kt. Schaffhausen. Sammlung E. MODEL, Geolog. Inst. ETH, Zürich.

Masse:	Dm	123 mm	Bei Dm	40 mm	38 Primärrippen
	Wh	0.28		80	49
	Wd	0.24		120	56
	Nw	0.49			

Gekammert bis Dm 102 mm

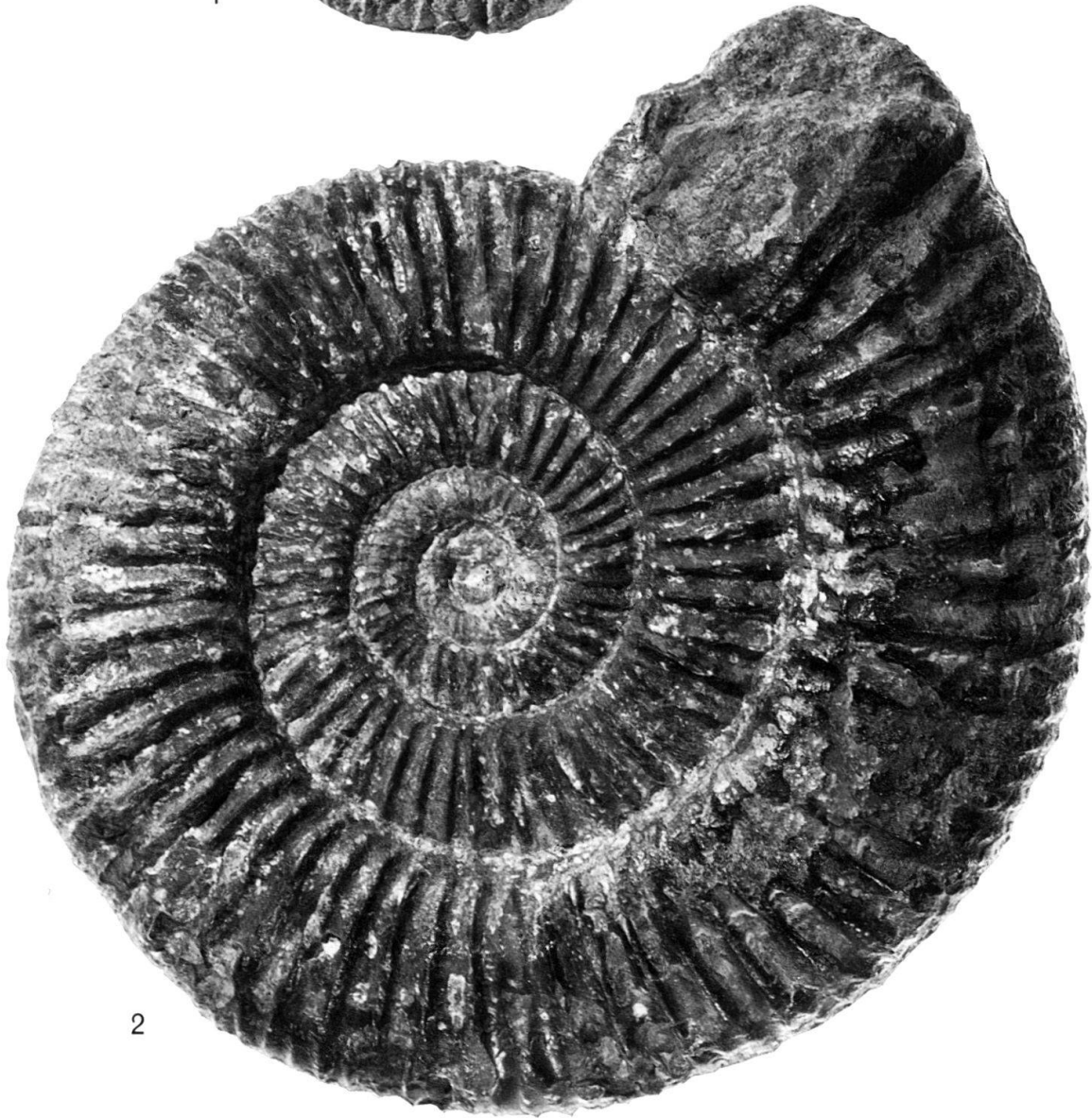
Seiten 939 und 940

Beide Fig. in nat. Grösse

phot. J. AICHINGER



1



2

Tafel IV

Fig.1: *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) auriculatus* ARKELL 1938. Hypotypoid. Vermutlich Schicht 6, Profil 3, Siblingen, Kt. Schaffhausen. Sammlung E. MODEL, Geolog. Inst. ETH, Zürich.

Masse:	Dm	80 mm	Bei Dm	20 mm	
	Wh	0.31		40	36 Primärrippen
	Wd	0.27		60	43
	Nw	0.45		80	46
					50

Gekammert bis Dm 45 mm

Seiten 939 und 940

Fig. 2: *Taramelliceras (Proscaphites) anar* (OPPEL 1863). Hypotypoid. Birmenstorferschichten (Schicht 15, Profil 2), Eisengraben bei Mönthal, Kt. Aargau. Belegsammlung R. GYGI, Geolog. Inst. ETH, Zürich.

Gekammert bis Dm 16 mm

Seite 938

Fig. 3: *Glochiceras (Glochiceras) subclausum* (OPPEL 1863). Hypotypoid. Birmenstorferschichten (Schicht 18, Profil 2), Eisengraben bei Mönthal, Kt. Aargau. Belegsammlung R. GYGI, Geolog. Inst. ETH, Zürich.

Gekammert bis Dm 19 mm, Wohnkammer vollständig erhalten.

Seite 938

Fig. 4: *Perisphinctes (Arisphinctes) tizianiiformis* CHOFFAT 1893. Hypotypoid. Schicht 6, Profil 3, Siblingen, Kt. Schaffhausen. Belegsammlung R. GYGI, Geolog. Inst. ETH, Zürich.

Masse:	Dm	115 mm	Bei Dm	20 mm	
	Wh	0.30		60	34 Primärrippen
	Wd	0.28		80	43
	Nw	0.48		120	47
					52

Gekammert bis mindestens Dm 100 mm.

Seite 939

Alle Fig. in nat. Grösse

phot. J. AICHINGER



6. — GEOFFREY D. FRANKS (Zürich): **The development of the limnic Upper Carboniferous of the eastern Aar Massif.** With 6 figures in the text,

ZUSAMMENFASSUNG

Das Oberkarbon (Westphalian D – Stephanian A) der Bifertengrätli-Formation liegt diskordant auf dem Tödigranit und einer älteren Folge metamorpher Sedimente. Faziesbedingungen hauptsächlich vulkanischer, estuarischer und limnischer Natur reihen sich zeitlich aneinander. Gewisse Sedimentstrukturen der limnischen Seichtwasserablagerungen weisen auffallende Ähnlichkeit mit solchen von marinen Turbiditen auf und sind deshalb unsichere Faziesanzeiger.

INTRODUCTION

Upper Carboniferous sediments in the Aar Massif are sporadically exposed along the whole length of the Massif, especially on its northern border. The best exposures are those of the Biferten inlier, at the eastern end of the Massif, where the infolded sediments lie between ancient gneisses in the north and a complex igneous massif in the south and are clearly overlain unconformably by the Triassic. The present paper is limited to a description of the sedimentation phenomena of the purely limnic beds and their use as facies indicators. The sedimentary features are well exposed on the southern slopes of the Bifertengrätli, NE of Tödi (Canton Glarus, map ref. 714.800/187.250), which is used as the type locality of the Bifertengrätli Formation.

RELATIONSHIP OF THE UPPER CARBONIFEROUS BEDS TO THE CRYSTALLINE ROCKS OF THE AAR MASSIF.

The dated Upper Carboniferous strata (Westphalian D to Stephanian A) rest unconformably above a succession of older, contact metamorphic sediments, probably of Middle or Lower Paleozoic (pre-Westfalian) age, and the Tödi granite, thought to be responsible for the metamorphism of the older sediments. The age relation of the sediments to the Tödi granite is thus reappraised, and the observations of WEBER (1922) and HÜGI (1941) that the Tödi granite is older than the dated Upper Carboniferous and is intrusive into an older succession of sediments are confirmed. The stratigraphical descriptions of the Upper Paleozoic section given by WIDMER (1948) cannot be corroborated. Further details of the pre-Triassic sedimentary rocks of the eastern Aar Massif, with the structural and stratigraphical evidence for the reappraisal of the time relationships, are given in a forthcoming ETH thesis (FRANKS 1966).

THE LITHOSTRATIGRAPHIC SUBDIVISIONS OF THE UPPER CARBONIFEROUS.

The Upper Carboniferous sediments illustrate the infilling of an inland, freshwater basin with the accompaniment of contemporaneous volcanic activity. The lithofacies of the deposits formed in such an environment vary rapidly, and the lacustrine conditions were probably only short-lived. A progression of facies allows the division of the succession on Bifertengrätli into three distinct units, named as members of the Bifertengrätli Formation, viz. the Volcanic Member, the

Estuarine Member and the Lacustrine Member, in upward succession. Of these the Estuarine and Lacustrine Members are typical representatives of fresh-water deposits; they lack marine fossils and contain an autochthonous or only slightly transported flora. The limnic origin of the beds is also rendered probable by the absence of marine Upper Carboniferous from all the neighbouring pre-Triassic Massif areas.

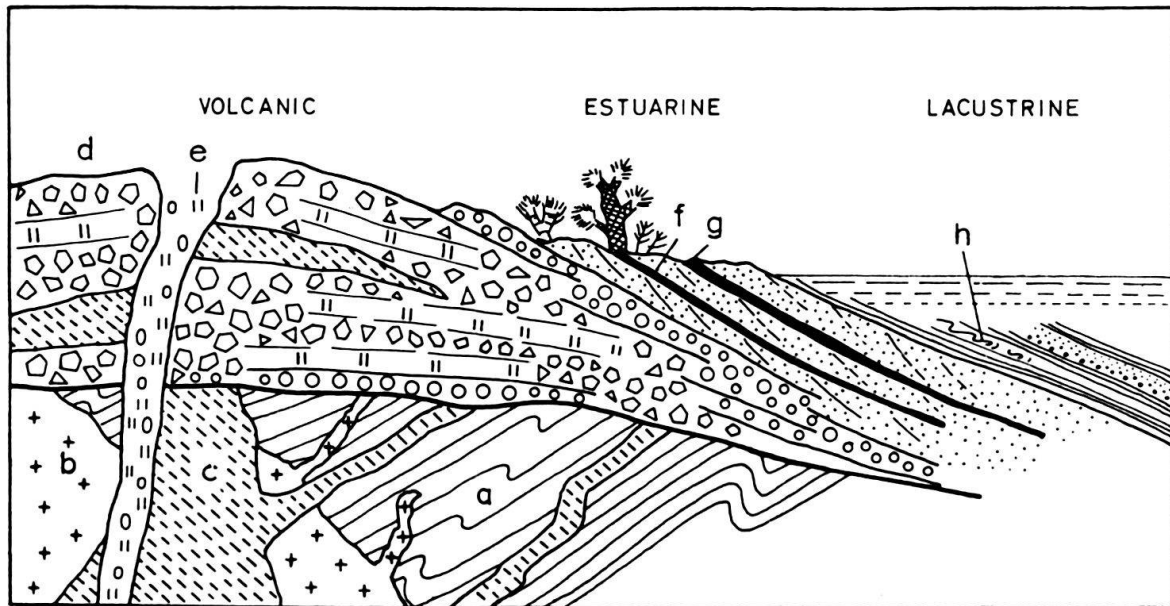


Fig. 1 Schematic composite reconstruction of Westphalian-Stephanian sedimentation in the NE Tödi area. a, Bifertenfirn metasediments; b, Tödi granite; c, Diorites and granodiorites of early volcanic activity; d, volcanic débris; e, volcanic vent of late volcanic activity; f, sandstones of Estuarine Member; g, thin anthracite beds; h, mudstones of Lacustrine Member.

THE VOLCANIC ROCKS.

The volcanic rocks in the Bifertengrätli section are concentrated in the lower part of the succession, and are succeeded upwards by increasingly limnic sediments as is schematically indicated in Figure 1. Within the small area of the Biferten inlier, the volcanic rocks show strong variations in the lithology, depending on the distance from the source vent. The volcanic facies is handled in more detail in FRANKS (1966).

Variations in the lithology and composition of volcanic rocks in the larger area of the eastern Aar Massif are the most difficult problem in correlating the isolated outcrops, such as those of the Maderanertal, with the better dated Bifertengrätli section. Fossils are missing from the volcanic rocks, and correlation by means of microspores has proved unsuccessful. The presence of similar lithological types in the varied assemblages in the west and the clear volcanic section of Bifertengrätli are the only evidence available for regarding much of the volcanic activity of western area as Upper Carboniferous.

In the isolated outcrops available, and with the locally high degree of deformation and the slight metamorphism of the volcanic rocks, this assemblage is the most difficult lithological unit in which to trace facies changes and demonstrate equivalence of age.

THE LIMNIC FACIES.

The limnic facies of the Bifertengrätli Formation is exhibited by both the Estuarine und Lacustrine Members. The Estuarine Member is a shallow water sedimentary unit, with a relatively large amount of coarse detrital material and locally an unusually high content of idiomorphic feldspars (strongly saussuritized). The

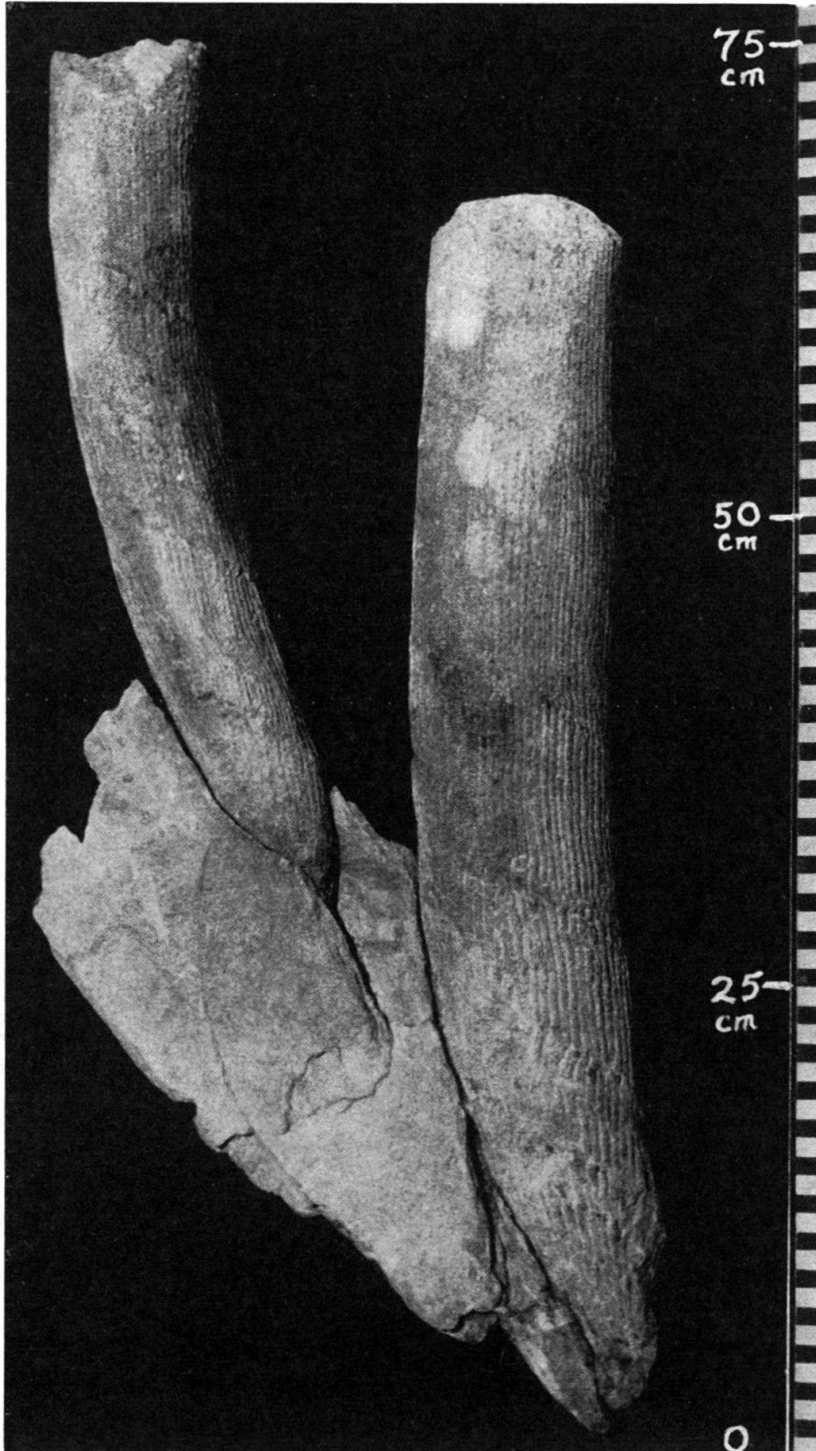


Fig. 2 Stem of *Calamites suckowi* preserved in growth position, jointed and standing upright to bedding. S. Bifertengrätli.

sandstones are often cross-bedded, and frequently build rhythmic units of coarse sandstone, siltstone, mudstone and a thin plant-rich layer. The thin anthracite layers of Bifertengrätli generally fit into such rhythmic units.

The estuarine unit, the near-shore sub-facies of the limnic environment, was deposited very rapidly, and plants were sometimes buried by mud in their position of growth and the stems filled after decayal by coarser grained sand (Fig. 2). Laterally, the beds can be traced into more thinly bedded and finer grained rhythmic units; thick conglomeratic beds with abundant volcanic components are also regarded as belonging to this unit.

The coarse detrital beds are succeeded upwards by finer grained beds of the Lacustrine Member. These are predominantly mudstones and siltstones, with occasional interbedded sandstones. Sedimentary structures are abundant and easily observed. The well-laminated, rather dark coloured beds contain many sedimentary structures which need careful appraisal of their value as facies indicators. Typical sections are shown in Figure 3. WIDMER (1948) described a certain similarity of the

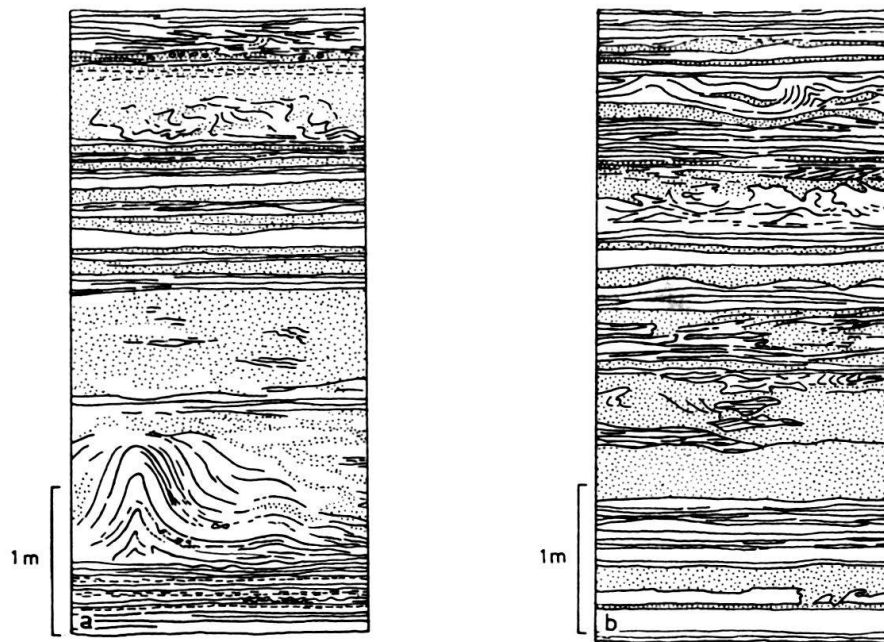


Fig. 3 Typical sections of the Lacustrine Member with sedimentary structures – large scale convolute bedding and mudstone lenses.

features with those of the north Helvetic Flysch; recent descriptions of turbidite sequences certainly invite a close comparison at first sight and suggest the explanation of the Member as a turbidite deposit. Figures 4 and 5 illustrate typical small-scale sedimentary structures.

Convolute laminations (Fig. 4) are inconclusive facies indicators; they are one of the characteristic features of turbidite sequences (TEN HAAF, 1956; SANDERS, 1960) but they are structures that can also be formed by slumping of the sediments under shallow water conditions.

The interpretation of the structures of this section is that they were caused by submarine sliding and small-scale, rapid slumping. Their preservation indicates that they were formed below the level of wave action, but this level must have lain close to the surface in the relatively small Carboniferous lakes. Indications of bathyal depth are missing and the continuation of the section above clearly deltaic deposits suggests that the water depth cannot have been excessive. Examples of such apparent turbidite structures from shallow-water beds have also been given by DOTT & HOWARD (1962).

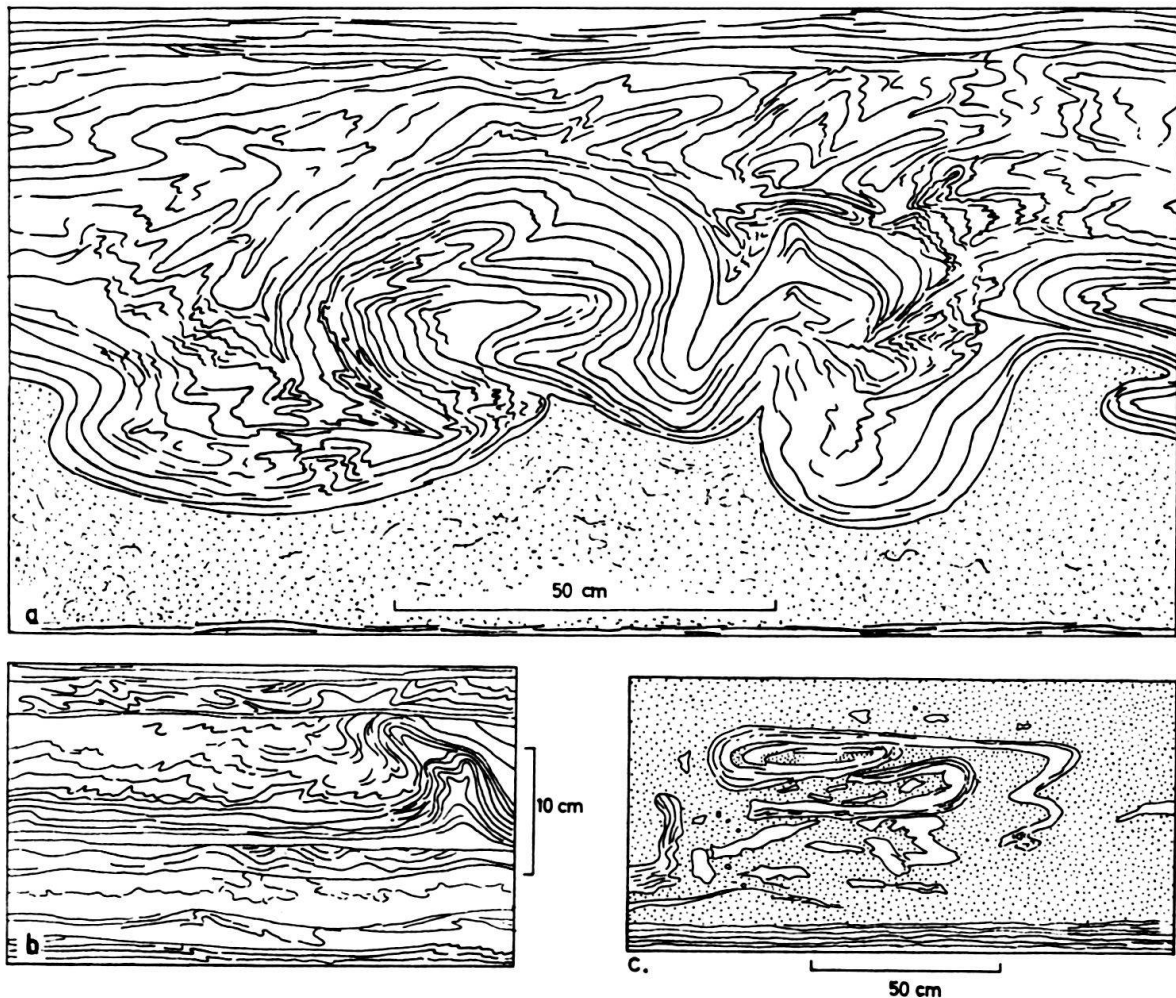


Fig. 4. Types of convolute laminae in the Lacustrine Member; a, caused by liquefaction of the underlying sandstone; b, slumping of separate laminated units; c, mass slumping of a sandstone.

The cause of the slumping illustrated in Figure 4a appears to be the partial liquefaction of the underlying sandstone bed. The shape of the folds of the contact between the sandstone and laminated mudstone-siltstone beds suggests that the underlying coarser grained bed was less viscous at the time of folding; the sandstone bed would have formed a confined, liquefied layer, and the overlying laminated beds retained their cohesion but folded in a very plastic condition. The property of sediments to become fluid, or liquefied, under conditions of changing grain and pore-water pressure is well known (DE SITTER, 1956, pp. 34-42); this property, when caused by a shaking of the unconsolidated sediment, has been named thixo-

tropy (see GENGE, 1958, pp. 190–192 for further discussion). The mechanism of formation of convolutions in a partially liquefied, confined layer has been described by WILLIAMS (1960), but in the illustrated beds the convolutions were apparently formed above the liquified layer in laminated soft sediments whose upper surface was in contact with the water. The thickness of the disturbed beds may be an indication of the overburden that was necessary to cause the lower layer to become liquefied.

The successive convoluted beds illustrated in Fig. 4b lack both underlying and overlying sandstone beds; these convolutions are best explained by the liquefaction of the convoluted layer itself under the pressure of the water depth. It is to be noted that the base of the disturbed beds is flat, and that there was erosion before the next beds were deposited. In contrast to these convolutions, the large convolutions seen in Fig. 3a seem to have grown during the deposition of the sandstone bed, so that they were able to reach a height of about 1 m.

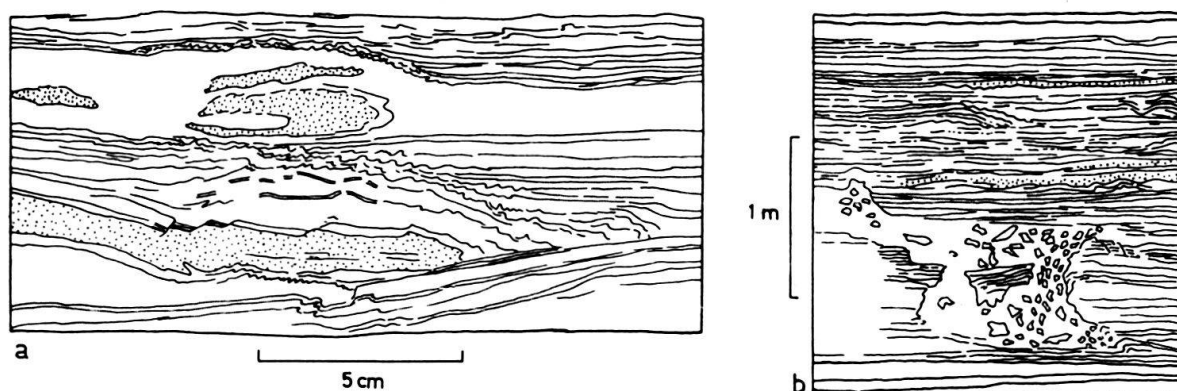


Fig. 5. Slumping (a) and thixotropic brecciation (b); shallow water structures in the Lacustrine Member.

The rolled-in slabs of mudstone at the base of a sandstone layer (Figure 4c), sometimes appearing as large mud-balls, illustrate mobility of the sand en masse. The movement may have been a rather quick slumping, but did probably not reach sufficient speed to form a true turbid flow with complete loss of intergranular cohesion. The material of the sandstone is almost entirely volcanic, and the single unit of approximately 10 m thickness is probably tufaceous material laid down directly in water during a single explosive phase. This is the last record of volcanic outbursts in the Bifertengrätli Formation (Fig. 6a).

Features which are more definitely caused by slumping and local liquefaction are shown in Fig. 5. The small-scale overthrust of Fig. 5a is a structure formed in soft sediments with marked differences in competence of individual beds; the breccias (Figure 5b) indicate a thixotropic condition similar to that for dolomite breccias described by GENGE (1958). Flute casts and drag marks are missing from these disturbed features, and the presence of turbidite deposits cannot be demonstrated. However, some of the fine-grained beds do show grading on a microscopic scale, and indicate spasmodic inflow of material (Figure 6b). Little directional evidence can be obtained from the convolute laminae, for there are frequent changes in the direction of overturning of folds in a single bed.

The distinction between sedimentary structures caused by turbidity currents, often used as indications of bathyal or sub-shelf environment, and those formed by slumping of water saturated sediments either in a marine environment or, as in the Aar Massif Upper Carboniferous, in a lacustrine environment for which only moder-

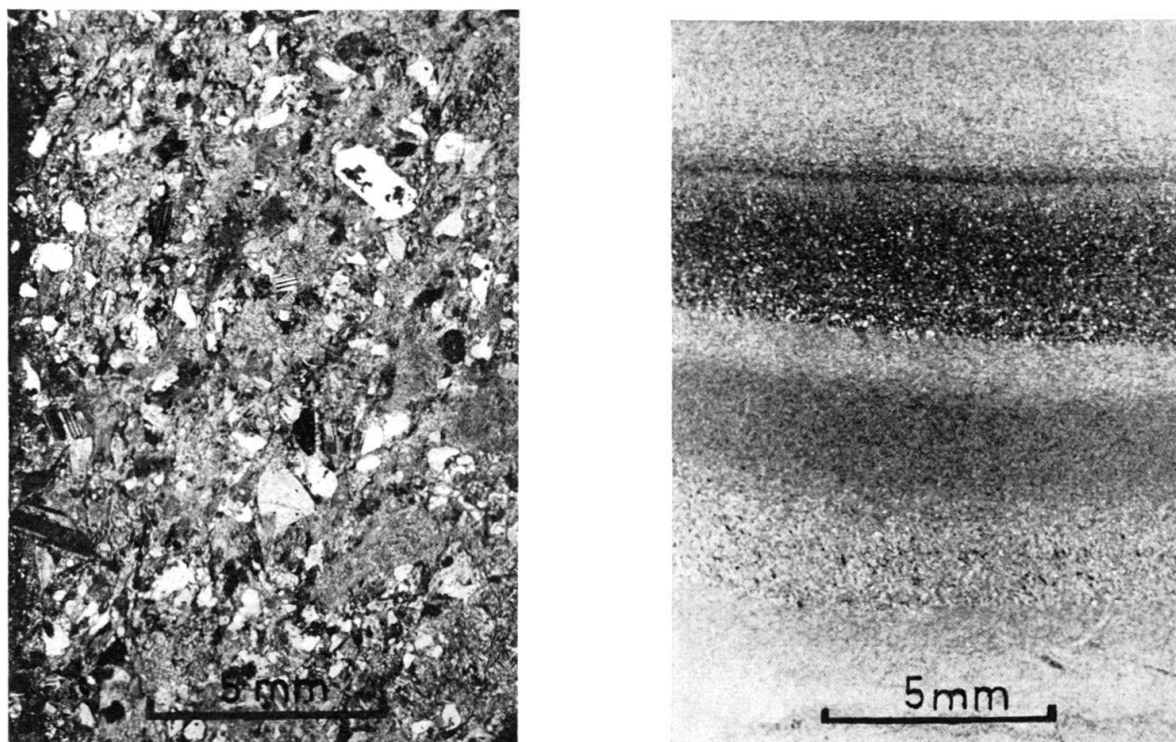


Fig. 6. Thin section photographs; a, volcanic sandstone within the Lacustrine Member; b, micrograded bedding in Lacustrine beds.

ate or shallow depth of water may be assumed, is of very great importance in the recognition of environments and the description of facies or sub-facies. The facies indicators of lacustrine environments, in the absence of facies fossils, rest almost entirely upon the mechanical properties of the sediment during and immediately after deposition.

CONCLUSIONS.

The facies of limnic sediments are liable to rapid changes; this is a result of the size of the basins of depositions, and the fact that terrestrial conditions, notably more variable than those of a marine environment, are a constant influence. When, as may be demonstrated in the Aar Massif Carboniferous, volcanic activity accompanies the sedimentation, the degree of variation of local facies or sub-facies is considerably increased. Sedimentary structures formed in the relatively shallow-water limnic environment may resemble those formed in deeper water marine environments and need careful appraisal of their value as facies indicators.

Acknowledgements.

I wish to thank Professor R. TRÜMPY for reading the manuscript and his valuable suggestions during the field work, and my wife, SIBYLLE DOLLFUS, for help with the preparation of the drawings.

REFERENCES

- DOTT, R.H. Jr. & HOWARD, J.K. (1962): *Convolute lamination in non-graded sequences*. J. Geol. 70, 114–21.
- FRANKS, G.D. (1966): *A study of the Upper Palaeozoic sediments and volcanics in the northern part of the eastern Aar Massif*. Theses, ETH Zürich (in the press).
- GENGE, E. Jr. (1958): *Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland)*. Eclogae geol. Helv. 51, 151–211.
- TEN HAAF, E. (1956): *Significance of convolute lamination*. Geol. Mijnbouw 18, 188–94.
- HÜGI, Th. (1941): *Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs und des Kristallins von Tamins*. Schweiz. min. petr. Mitt. 21, 1–120.
- SANDERS, J.E. (1960): *Origin of convoluted laminae*. Geol. Mag. 97, 409–21.
- DE SITTER, L.U. (1956): *Structural Geology*. McGraw-Hill. 1st ed. 552 pp.
- WEBER, Fr. (1922): (Summary of work) in ALB. HEIM, «Geologie der Schweiz», II/2, p. 932.
- WIDMER, H. (1948): *Zur Geologie der Tödigruppe*. Thesis Univ. Zürich, 98 pp.
- WILLIAMS, E. (1960): *Intra-stratal flow and convolute folding*. Geol. Mag. 97, 208–14.

9. – CHRISTIAN CARON (Thonon)¹): **Sédimentation et tectonique dans les Préalpes: «flysch à lentilles» et autres complexes chaotiques.**

INTRODUCTION

Définis depuis près d'un siècle sous le nom de Wildflysch, des facies chaotiques ont été longtemps considérés comme l'apanage des nappes Ultrahelvétiques de Suisse centrale et occidentale, et leur explication a donné lieu à bien des controverses. Si, par la suite, on envisagea l'extension de ces facies à d'autres unités, il semblait toutefois exclu que les nappes des Préalpes proprement dites (Médianes, Brèche et Simme) en présentent de typiques. Ce n'est qu'au cours des dernières années qu'une formation plus ou moins comparable fut décrite entre Médianes et Brèche.

Cette note a pour but de présenter quelques observations et interprétations concernant de tels complexes chaotiques intercalés entre les diverses unités préalpines et particulièrement comme pseudo-semelle de la nappe de la Simme (celle-ci prise dans son sens le plus large).

DIVERS FACIES CHAOTIQUES DANS LES PREALPES

Ce fut tout d'abord le «Flysch à lentilles de Couches Rouges» (H. BADOUX, 1962), qui désigna, dans les Préalpes valaisannes entre Médianes et Brèche, des intercalations désordonnées de «flysch» schisto-gréseux, et de lentilles de toutes tailles (jusqu'à quelques centaines de mètres) de Couches Rouges d'âge Campanien à Paléocène, et plus rarement de Malm. J'ai ensuite, en Chablais, assimilé à ce type des masses complexes et tout aussi chaotiques de schistes argileux sombres à lentilles de Couches Rouges, situées en position plus externe, soit entre les Médianes et la Simme s.l. (Pointe du Mont, Saint Martin...), soit au front de la nappe de la Brèche entre cette unité et la Flysch à Helminthoïdes (La Moussière). En certaines de ces localités, la matrice schisteuse emballe en outre des blocs ou des morceaux de bancs (de 20 cm à 1 m en moyenne) de grès indéterminés et de calcaires blonds tout à fait comparables à ceux du Flysch à Helminthoïdes. Sur l'arête frontière, de tels schistes noirs, à blocs de calcaires blonds, ont aussi été signalés entre les Médianes et le Flysch à Helmin-

¹) Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon (Haute-Savoie, France) et Institut de Géologie de Fribourg (Suisse).

thoïdes (H. BADOUX, 1962). Ces données initiales ont pu être complétées, depuis, par de nouvelles observations, en des positions très variées.

Sur les Médiannes :

Dans la région immédiatement au Sud de Chateau-d'Oex, plusieurs ruisseaux sont intéressants à cet égard. Une première coupe (ruisseau de Rossette) montre la succession suivante: Malm et Couches Rouges des Médiannes; quelques mètres de Flysch schisto-gréseux bien stratifié (Médiannes); schistes argileux noirs à blocs de calcaires blonds, surmontés directement par la masse principale du Flysch à Helminthoïdes. Un ruisseau tout proche (ruisseau des Portettes) montre, cette fois, une masse désordonnée de schistes noirs emballant, outre des blocs de calcaires blonds et de grès grossiers, des éléments lenticulaires de Couches Rouges (de 20 à 100 cm) et une grosse lentille de conglomérat de la Mocausa. Une troisième coupe (ruisseau du Grin) présente, en ordre assez quelconque entre les Couches Rouges des Médiannes et la masse principale du Flysch à Helminthoïdes, les types suivants: schistes à lentilles (Couches Rouges principalement); schistes à blocs (grès et calcaires blonds); ainsi que des groupes de strates grésocalcaires plus ou moins noyés ou séparés dans la même matrice de schistes noirs. Ce dernier type n'est pas sans rappeler le «flysch dissocié» de C. KERCKHOVE en Ubaye, et suggère les mêmes remarques (séquences de type Flysch à Helminthoïdes, plus ou moins désarticulées et isolées au sein de schistes argileux noirs).

J'ai récemment retrouvé ce facies particulier dans le synclinal de Mieussy (Haute-Savoie), là encore associé à des schistes à lentilles et des schistes à blocs, et sous-jacent à la masse principale de Flysch à Helminthoïdes.

Toujours en position sus-jacente aux Médiannes, on retrouve encore de telles formations chaotiques dans le cours supérieur de l'Hongrin, où des lames de Flysch à Helminthoïdes s'intercalent dans des masses de schistes à lentilles de Couches Rouges et de schistes à blocs.

De même dans le Simmental, les schistes noirs à lentilles de Couches Rouges décrits par WEGMÜLLER au Niederhorn comme «flysch banal» présentent bien le même facies chaotique, désordonné, et occupent la même position entre Médiannes et Simme.

Sur la Brèche

Dans le secteur du Kalberhöni j'ai rattaché récemment, par son facies, son âge et sa position, la partie inférieure de la grande masse de Flysch à du «flysch à lentilles», de Couches Rouges principalement, mais parfois plus complexe et toujours chaotique.

En Chablais, ayant déjà signalé la symétrie de part et d'autre du pli frontal de la nappe de la Brèche, je rappellerai la présence de schistes noirs à lentilles de Couches Rouges sur l'arête de Coicon. Ce facies a été retrouvé plus loin, au Sud du lac de Montriond.

Dans cette même région, sur le côté Est de la Crête des Rochassons, et toujours dans la même position entre la nappe de la Brèche et l'unité supérieure (Simme s.l.), j'ai étudié avec M. WEIDMANN un facies chaotique intéressant par la variété de ses constituants. Il s'agit toujours d'une matrice de schistes sombres, qui emballe ici d'une manière désordonnée des éléments lenticulaires ou non, dont la taille varie de

quelques centimètres à une dizaine de mètres : Couches Rouges (du Maestrichtien), ôlquartzites, grès divers (dont certains à *Globorotalia*), calcaires indéterminés, radiolarites, poudingues de type Mocausa, ... Parmi les autres affleurements de ce type que nous avons pu observer ensemble dans la région des Gets, signalons enfin la coupe du torrent de Bonave, où les schistes à lentilles et à blocs s'intercalent encore dans la même position tectonique.

En résumé

Il faut souligner la présence quasi-constante entre les nappes des Médiannes, de la Brèche et de la Simme, de facies complexes jusqu'alors considérés comme « flyschs », et qui, malgré des dénominations ou des aspects parfois différents (schistes à lentilles, schistes à blocs, etc...), ont en commun leur caractère désordonné, chaotique. Cette complexité et cette constance se trouvent particulièrement accentuées partout où la nappe de la Simme (toujours prise dans son ensemble) est présente, soit au-dessus des Médiannes, soit au-dessus de la Brèche.

Comparaisons

La description de ce facies associé aux unités des Préalpes dites supérieures (Préalpes s.s.) appelle quelques brèves comparaisons avec certains termes des Préalpes inférieures, c'est-à-dire avec l'Ultrahelvétique. C'est, bien entendu, avec le Wildflysch des Externes que la ressemblance est la plus nette, mais aussi avec le Flysch de la nappe de Plaine Morte dans les Internes. La thèse récente de M. GODEL suffit pour nous en convaincre, d'autant plus que dans ce secteur du Val d'Illiez, ces « différents » termes (wildflysch, flysch de Plaine Morte et « flysch à lentilles de Couches Rouges ») se trouvent, si ce n'est associés, du moins juxtaposés. Il reste cependant entendu que la comparaison porte avant tout sur le facies d'ensemble (matrice schisteuse et allure chaotique) sans préjuger de la nature et de l'origine des éléments aussi bien que de l'âge, de la genèse et du rôle de ces complexes.

Terminologie

Dès lors, devant cette profusion de noms, se pose le problème du choix d'un terme adéquat pour désigner le facies envisagé ici. Celui de « flysch à lentilles de Couches Rouges » est gênant par le fait que les Couches Rouges sont loin d'être les seuls éléments représentés, et que l'aspect chaotique de l'ensemble ne paraît pas mériter l'appellation de flysch. Tout au plus, le terme de « schistes à lentilles » peut-il désigner une partie, un aspect de ce complexe. Il en est de même des « schistes à blocs ». Le terme d'olistostrome, même s'il semble convenir à maintes reprises, comme nous allons le voir, pour interpréter la formation de ce facies chaotique, présente le grand inconvénient d'être un terme génétique qui ne peut le définir dans tous les cas (ceux plus rares où il est difficile d'éliminer tout rôle tectonique dans certaines intrications). On se rappellera à ce propos les discussions dûes à l'étiquette par trop génétique du terme turbidite. Il reste le terme de wildflysch dont la définition originelle de KAUFMANN correspond tout à fait à celle de notre complexe chaotique. Il est d'un emploi commode, et son grand avantage est de rester descriptif, expressif et suffisamment général (malgré l'inconvénient de son étiquette « flyschöide »). C'est donc pris dans son sens de facies (et avec un *w* minuscule) qu'il a

actuellement notre préférence. Quant au « flysch dissocié », l'opinion de C. KERCKHOVE semble justifiée de le distinguer du wildflysch (amorce, ou seulement vestige de stratification). Néanmoins, son association ou son intrication fréquente avec le wildflysch, jointe à la piètre qualité ou à la rareté des affleurements préalpins, rendent, au moins cartographiquement et dans les Préalpes, la séparation difficile.

Une fois décrites les particularités et les positions de ce *facies wildflysch* des Préalpes supérieures, les observations ou les remarques pouvant nous conduire à une interprétation semblent relever de trois points de vue différents.

QUESTION DE SEDIMENTATION

Quelle que soit la variété de nature et de taille des éléments de ce wildflysch, un petit nombre de caractères constants doivent être dégagés, et, semble-t-il, tenus pour significatifs ou représentatifs de ce facies (quitte à interpréter ensuite cette particularité) : tout d'abord la matrice, faite de schistes argileux sombres, qui emballent toujours ces éléments ; ensuite l'absence de stratification au sein de cette masse schisteuse (exception faite, bien entendu, de certaines lentilles elles-mêmes stratifiées) ; enfin l'aspect désordonné, chaotique de l'ensemble. Ce sont, du reste, ces caractères par lesquels, dès l'origine du terme, on a défini le wildflysch ultrahelvétique.

La formation de la matrice, le mode d'intercalation de certains des éléments, enfin les observations de terrain, impliquent, au moins initialement, l'intervention de mécanismes sédimentaires, même si l'intrication de certaines lentilles ou bien une partie de l'aspect chaotique nécessitent une autre explication, une autre intervention. Mais l'allochtonie évidente des éléments constitutifs (lithologie, âge variés) rend bien délicate la datation de ce sédiment complexe. Que ce soit par le terme le plus haut de la série sous-jacente (en l'absence de complications tectoniques), ou que ce soit par les éléments constitutifs les plus jeunes, nous n'avons là qu'une indication d'âge minimum, qui n'a que très peu de chance de correspondre à l'âge de la matrice, donc d'approcher celui du wildflysch lui-même. Or ces schistes argileux se sont avérés jusqu'à présent d'une stérilité décevante quel que soit le mode d'investigation employé. C'est donc avec de grandes réserves qu'en l'état actuel on peut envisager un âge *au moins* Paléocène pour le wildflysch surmontant la Brèche, et *au moins* Eocène inférieur pour celui surmontant les Médiannes. Rappelons que celui de l'Ultrahelvétique est considéré le plus souvent comme Eocène supérieur.

Il est à noter que les intercalations gréseuses elles-mêmes, en blocs, morceaux de bancs ou lentilles, paraissent devoir être considérées aussi comme plus ou moins allochtones par rapport à la matrice. Et ceci conduit à relever au passage une première différence, fondamentale et originelle semble-t-il, entre flysch et wildflysch, différence essentiellement d'ordre stratigraphique. A l'inverse du flysch, notre wildflysch, chaotique par définition, est, nous l'avons vu, dépourvu de stratification, donc de sédimentation rythmique.

C'est cette différence une fois précisée, qui permet d'éviter une extension excessive du terme wildflysch à des types lithologiques qui ne sont en fait que des conglomérats régulièrement interstratifiés dans le flysch : par exemple les conglomérats de la Mocausa, du Vouan, ou du Niesen, (même si ces conglomérats présentent des éléments cristallins). De même le wildflysch (et son mode de formation) doit se

distinguer des turbidites vraies d'une part, des brèches de la nappe de la Brèche d'autre part (comme de leurs mécanismes générateurs). C'est enfin cette même différence stratonomique qui permet d'échapper aux controverses des anciens auteurs (SCHARDT, HAUG, LUGEON) concernant les conglomérats du flysch et leur mode de formation (controverses dont la solution supposait déjà implicitement la nuance entre flysch et wildflysch).

Il reste à envisager le rôle de la sédimentation dans la constitution de ce facies ou, dans le mode d'intercalation de ses éléments. Les observations de terrain convergent pour suggérer, dans la plupart des cas, que ces accumulations sont dues à des glissements sous-marins, quelle que soit la cause initiale de ceux-ci. Le wildflysch envisagé peut alors être qualifié d'*olistostrome*. Ceux-ci en effet se définissent (G. FLORES, 1955) comme des accumulations sédimentaires, chaotiques, dues à des glissements (par comparaison avec biostromes, accumulations dues à des organismes), et plus ou moins intercalées avec les dépôts normaux (sédimentés particule par particule, et à fossiles de même âge). Un olistostrome est donc essentiellement hétérogène, et comporte un ciment ou matrice, surtout pélitique, et des éléments de roches de toutes tailles (olistolites) qualifiés souvent d'«exotiques». Rappelons qu'en ce qui concerne le wildflysch ultrahelvétique, il a déjà été suggéré des phénomènes de slumping sous-marin, et une comparaison avec les olistostromes des Apennins (R. TRUMPY, 1960). Il reste néanmoins que ce mécanisme sédimentaire n'anticipe en rien sur l'origine ou la cause initiale qui l'a provoqué. Comme, en outre, les directions de courants mesurées sur des flysch ne reflètent pas forcément les directions d'apports au sein du wildflysch, il est encore difficile de savoir si la (ou les) zone d'alimentation était représentée par une cordillère, une falaise, ou un front de nappe...

QUESTION DE TECTONIQUE

Toujours dans le cadre des wildflysch sous-jacents à la Simme, c'est précisément la nature et l'origine de certains olistolites qui conduisent à envisager des rapports étroits entre la tectonique et la genèse de ce facies.

Mais avant d'aller plus loin, quelques restrictions s'imposent pour éviter toute confusion. Il n'est pas question ici de reprendre la notion, tant de fois combattue, de wildflysch en tant qu'objet ou concept tectonique: «nappe du wildflysch», pas plus que «nappe du flysch à lentilles de Couches Rouges». De même je ne considère ce wildflysch, ni comme un flysch tectonisé, ni comme une mylonite, ni comme un simple résultat de bourrage.

Par contre le rôle de la tectonique (ou mieux, de la tectogénèse) dans la formation du wildflysch semble s'éclairer, et même devoir s'imposer, si l'on recherche la (ou les) seule origine possible de certains éléments. Ainsi dans les différents cas décrits précédemment, que ce soit immédiatement au-dessus de Médiannes, ou immédiatement au-dessus de la Brèche, les olistolites (blocs ou lentilles) de calcaires blonds à Helminthoïdes, de radiolarites, de conglomérats de la Mocausa, et sûrement d'autres encore moins reconnaissables, sont des types très fréquents dans l'une ou l'autre des séries stratigraphiques de la nappe complexe de la Simme, alors qu'ils sont inconnus dans chacune des deux unités sous-jacentes. Dès lors, avant d'imaginer ou de reconstituer d'hypothétiques cordillères jouant le rôle de fournisseur pour ces

éléments au moins, il est plus satisfaisant de rechercher une alimentation par cette nappe supérieure. Ceci s'ajoute aux considérations du chapitre précédent (sur les olistostromes) pour envisager le démantèlement du front d'une nappe en cours de déplacement sur un fond marin. Ce mécanisme est loin d'être nouveau, et, entre autres, fut déjà invoqué (et combattu) au siècle dernier pour expliquer l'origine des éléments du flysch. Ici, ce facies wildflysch et un tel mécanisme générateur viendraient fort bien confirmer les idées actuelles concernant une éventuelle mise en place précoce de la nappe de la Simme s.l. dans les bassins de sédimentation de la Brèche et des Médiannes; idées appuyées jusqu'alors sur l'apparente concordance des nappes, plissées ultérieurement ensemble. Soulignons aussi que c'est par cette même interprétation que C. KERCKHOVE explique à la fois la mise en place d'une partie de la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye jusque dans le bassin des grès d'Annot, et le facies des «schistes à blocs» qui les sépare.

Inversement, le wildflysch ainsi conçu semble jouer à son tour et quasi simultanément un rôle dans la tectonique d'écoulement. En ceci que, sous-jacent à l'unité qui s'avance, il relaie en quelque sorte le niveau de décollement de celle-ci, et facilite le déplacement de la nappe en servant de lubrifiant, de couche-savon.

Il reste à chercher une explication, une origine, à ceux des éléments qui ne peuvent pas provenir de la nappe supérieure. C'est principalement le cas des lentilles de Couches Rouges (d'âge Campanien à Paléocène), que l'on connaît en place surtout dans les Médiannes, mais aussi dans la nappe de la Brèche: il est donc normal de les faire venir de l'une de ces deux zones ou d'une troisième intermédiaire. Par quel mécanisme: écaïlles tectoniques, olistolites uniquement sédimentaires; ou bien sortes de lambeaux de poussée décollés par la nappe chevauchante et qui peuvent ensuite l'avoir précédée par glissement comme les éléments tombant de son front? Ce dernier mécanisme rejoint bien sûr celui précédemment évoqué, mais il est fort possible que les trois aient plus ou moins joué, ne serait-ce qu'avec un certain décalage.

Enfin le wildflysch d'une zone donnée peut, lui aussi bien sûr, et en bloc, postérieurement à sa formation, avoir été quelque peu décollé et poussé sur une zone plus externe: ce qui soulignerait encore la complexité de son rôle tectonique vue sa position entre les diverses nappes. Par exemple, là où, en Chablais, du wildflysch surmonte le flysch schisto-gréseux des Médiannes Plastiques (Lutétien) il est bien difficile de savoir si c'est là sa place normale, ou s'il s'est d'abord constitué dans une zone un peu plus interne.

En résumé, entre le possible rôle précurseur de cordillères dans l'alimentation du wildflysch (rôle purement sédimentaire), et le possible rôle tardif d'intrications mécaniques (rôle uniquement tectonique), il semble subsister bien assez de place pour une alimentation à partir du front d'une nappe se mettant en place dans le bassin de sédimentation considéré.

QUESTION D'ECHELLE

De même qu'il est difficile de faire la part de ce qui revient à la sédimentation, et celle qui relève de la tectonique, de même il est tout aussi délicat (et peut-être vain) de placer une limite dans la dimension des éléments impliqués par l'un ou par l'autre de ces phénomènes.

Comment ne pas voir en effet, ou au moins imaginer comme possibles, tous les termes de transition permettant de passer du bloc à la lentille plus volumineuse, de celle-ci au diverticule, enfin de ce dernier à la nappe. Si l'on va dans ce sens en considérant chaque élément, on passe progressivement du rôle sédimentaire prédominant au rôle tectonique prédominant, et inversement. Et lorsque l'on compare la nappe qui glisse (par une poussée d'abord ? par gravité ensuite) vers le fond d'un bassin sur une masse de type wildflysch, et l'olistolite glissant du front de cette nappe dans une matrice schisteuse, la différence la plus directement accessible quant au résultat semble bien une question d'échelle. Comme il a été montré par le calcul (cf J. GOGUEL), sur un niveau plastique donné, la nappe nécessite une pente bien plus faible que l'olistolite, d'où l'effet plus spectaculaire, mais d'un même phénomène à deux échelles différentes. Enfin, il n'est pas besoin d'insister sur l'application cartographique de cette distinction entre éléments de toutes dimensions.

CONCLUSION

«Question de dimensions, de sédimentation, de tectonique, il y a un peu de tout cela dans le wildflysch...». On voit combien cette phrase de J. TERCIER (1945) garde toute son actualité, même si elle s'appliquait au wildflysch ultrahelvétique, et si, dans l'esprit de son auteur, le rôle de la sédimentation et surtout celui de la tectonique, si liés fussent-ils, revêtaient un caractère quelque peu différent de celui envisagé ici.

En remplaçant le *wildflysch* ainsi interprété dans un cadre plus large il apparaît alors comme traduisant le paroxysme orogénique, dont il serait quasiment synchrone, alors que le flysch précède ce paroxysme et que la molasse lui est postérieure. Et, rejoignant par là le thème de cette séance, on ne saurait trop rappeler que le wildflysch a été pris ici dans son sens descriptif de facies. Aussi voudrait-on dans ce cas pouvoir parler de *facies tectogénique*, par comparaison avec le flysch, facies orogénique. Son importance dans la tectonique d'écoulement et plus particulièrement dans celle des Préalpes paraissait justifier ces quelques remarques.

*

REMERCIEMENTS

J'exprime ma reconnaissance à MM. les Professeurs H. BADOUX, A. CAIRE, P. ELTER, L. GLANGEAUD, J. KLAUS, M. LEMOINE, ainsi qu'à MM. A. GUILLAUME, C. KERCKHOVE et M. WEIDMANN, pour leurs suggestions, conseils ou critiques dont ce travail a bénéficié.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BADOUX H. (1962): *Géologie des Préalpes valaisannes*. Mat. Carte géol. Suisse, NS 113, p. 41.
 BADOUX H. (1963): *Les unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols*. Eclogae geol. Helv. 51, 1.
 CARON C. (1964): *Remarques sur le flysch à lentilles de Couches Rouges au front de la nappe de la Brèche du Chablais (note préliminaire)*. C.R. Som. Soc. géol. France, 1964, 3, p. 112.
 CARON C. (1965): *L'appartenance tectonique des flysch du Kalberhöni: considérations sur la nappe de la Simme*. Bull. Soc. géol. France, sous presse (séance du 20/12/65).
 FLORES G. (1955): *Discussion in BENEVO E. (1955): Les résultats des études pour la recherche pétrolière en Sicile*. Proc. IV World Petroleum Congress; sect. I/A/2, pp. 109-124, Rome, 1965.
 GODEL M. (1965): *Géologie des environs de la Croix de Culet, Val d'Illiez, Valais*. Mat. Carte géol. Suisse, NS, 123.
 GOGUEL J. (1950): *L'influence de l'échelle dans la tectonique d'écoulement*. Géol. en Mijnbouw, 12^e JR, NS, n^o 12, p. 346.

- GOGUEL J. (1965): *Traité de tectonique*. Masson, Paris, 2^e édition, p. 235.
- KAUFMANN F. J. (1886): *Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen*. Mat. Carte géol. Suisse, PS, 24.
- KERCKHOVE C. (1963): *Présence d'une pseudo-couverture de Flysch à Helminthoïdes dans la zone subbriançonnaise des nappes de l'Embrunais-Ubaye*. C.R. Acad. Sci. Paris 257, 1952.
- KERCKHOVE C. (1964): *Mise en évidence d'une série à caractère d'olistostrome au sommet des Grès d'Annot*. C.R. Acad. Sci. Paris 259, 4742.
- KERCKHOVE C. (1965): *Structure du Massif du Pelat et des environs d'Allos*. Trav. Lab. Géol. Grenoble 41, 33.
- LUGEON M. (1901): *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. géol. France 4/1, 802.
- TERCIER J. (1945): *Compte rendu des excursions de la Soc. géol. suisse dans les Préalpes fribourgeoises*. Eclogae geol. Helv. 38/2, 503.
- TERCIER J. (1947): *Le Flysch dans la sédimentation alpine*. Eclogae geol. Helv. 40/2, 182.
- TRUMPY R. (1960): *Paleotectonic evolution of the central and western Alps*. Bull. Geol. Soc. Amer. 71, 843.
- SCHARDT H. (1893): *L'origine des Préalpes romandes*. Eclogae geol. Helv. 4, 129.
- WEGMULLER W. (1953): *Geologie des Niederhorn – Kummigalm Gebietes*. Thèse, Berne, 1953, (cum biblio.).

11. – HANS PETER LAUBSCHER (Basel): **Zur Kinematik und Dynamik des nördlichen Rheintalischen Juras.**

Für den Rheintalischen Jura nördlich des Delsberger Beckens werden folgende drei Probleme untersucht:

1. Wie weit lässt sich die kinematische Analyse verfeinern, wie sie in einer früheren Arbeit (LAUBSCHER 1965) angebahnt worden ist? Vor allem: wie weit lässt sich die Faltung in eine Folge von Ereignissen aufgliedern?
2. Welche Korrelation besteht zwischen der kinematischen Entwicklung und der Sockeltektonik?
3. In welcher Weise wird das Stabilitätsverhalten der Sedimenthaut durch die Sockeltektonik beeinflusst?

1. Die Verfeinerung der kinematischen Analyse

Um das geometrische Nebeneinander in ein zeitliches Nacheinander aufzulösen, muss man ausgehen von Schlüsselpunkten, an denen ältere Strukturelemente durch jüngere zerrissen oder verfaltet werden. Drei solcher Schlüsselpunkte im fraglichen Gebiet ergeben folgendes:

- a) In der Gegend der Caquerelle scheinen mindestens drei Phasen mitgewirkt zu haben:
 1. Eine Bewegungsfront von ca. 800 m Verschiebung, die nach Norden in die Strukturen von Bourrignon-Pleigne und weiter nach Westen in die Movelier- und Buebergkette weiterzieht.
 2. Die Vorbourgantiklinale, welche diese Front fast rechtwinklig und mit im einzelnen noch nicht ganz durchschaubaren Komplikationen kreuzt.
 3. Die Front der Le Gy-Transversalverschiebung, ca. 250 m stark, welche die Vorbourgkette zerreisst und nach Norden die Glaserbergkette zu speisen scheint.

- b) In der Gegend von Liesberg verbinden sich Movelier- und Buebergantiklinale mit der Vorbourgantiklinale. Komplementär mit ihrem Verschwinden entwickeln sich die Überschiebungen von Rohrberg und des Landbergs. Da diese durch die Vorbourgantiklinale verfaltet sind, bestätigt sich die Sequenz:
1. (Caquerelle)-Bueberg/Movelier, 2. Vorbourg.
- c) In der Gegend von Pleujouse-Cornol lassen sich aus dem Gewirr von Komplikationen folgende drei Phasen einigermassen herauschälen:
1. als älteste die verfaltete obere Überschiebung von Cornol,
 2. die gegen E in die Asuelkette und Vorbourgantiklinale aufsplitternde Hauptüberschiebung,
 3. die den Nordschenkel der Asuelkette zerreisenden Transversalverschiebungen von Pleujouse, welche gegen Norden die Bürgerwaldkette aufbauen.
- Auf diese Weise und durch Kombination der Einzelergebnisse erhält man eine Auflösung in 6 Phasen, die i.a. von S nach N fortschreiten. Bedeutendste Ausnahme ist Phase 4, die Vorbourgantiklinale, welche wieder nach S zurückverlegt wird.

2. Korrelation mit der Sockeltektonik

Eine verbesserte Karte der Sockeloberfläche (gewonnen aus Profilen, die nach dem Prinzip der kurvimetrisch-volumetrischen Konkordanz bis zur Sockelbasis gezeichnet wurden) zeigt eine Anzahl nach S bzw. SE geneigter antithetischer Schollen, die durch Bruchzonen oder Flexuren voneinander getrennt werden. Ein wesentliches neues Ergebnis besteht darin, dass offenbar keine durchgehende «Mont Terri-Linie» vorhanden ist; die Mont Terri-Linie s.s. im Westen zieht anscheinend über die antithetische Sockelstörung südlich des Lützeltales (= Lützeltallinie) nach ENE weiter in die Flexur Landskron-Burg, während die früher postulierte Fortsetzung der Mont Terri-Linie gegen E, die der Randüberschiebung E des Delsberger Beckens zugrundeliegende Sockelstörung, sich mit der Querstruktur von Vicques gegen E zu neu entwickelt (= Landsberglinie). Eine Überlagerung der Karte der kinematischen Sequenz und der Sockelkarte ergibt, dass i.a. die Sockelhindernisse, d.h. die nördlichen Begrenzungen der antithetischen Schollen, von S nach N sukzessive überwunden wurden. Namhafteste Ausnahme ist die Vorbourgantiklinale, die zwischen zwei Sockelhindernissen – der Mont Terri-Linie im W und der Landsberglinie im E – vermittelt, ohne selbst an ein Sockelhindernis gebunden zu sein.

3. Stabilität der Sedimenthaut und Sockeltektonik

Zwei Typen von Stabilitätsverlust sind für den Jura besonders wichtig: Scherbruch und Faltung. Überlagert man der Sockelkarte eine solche der Verteilung von grossen Überschiebungen einerseits und \pm regulären Falten andererseits, so ergibt sich eine bemerkenswerte Korrelation: die grossen Überschiebungen sind durchwegs an die namhaften Sockelhindernisse gebunden, die regulären Falten vermitteln in der Regel zwischen diesen Hindernissen. Weiterhin scheint zu gelten: Die meisten Überschiebungen sind verfaltet, d.h. der Stabilitätsverlust im Gebiet der Sockelstörungen geschieht zuerst durch Scherbruch, dieser stabilisiert sich, worauf Biegeinstabilität dominiert.

Dieses Stabilitätsverhalten ist wohl so zu erklären: Gutgeschichtete Komplexe sind besonders schwach für Biegung (z.B. CURRIE et al., 1962, BIOT 1961). In einer homogenen, nicht zu mächtigen und auf ebener Unterlage geschobenen Schichtfolge tritt deshalb Faltungsinstabilität vor Bruchinstabilität auf. Wichtig ist dabei die Form der Unterlage, weil bei der Faltungsinstabilität die über eine ganze Faltenbreite – im fraglichen Gebiet gute 2 km – homogen verteilte Spannung ausschlaggebend ist. Über einer Sockelstörung treten aber die aus der Elastizitätslehre wohl-bekannteren Korbspannungen, lokale Spannungskonzentrationen auf, die wegen ihrer Inhomogenität die Scherinstabilität, nicht die Faltungsinstabilität begünstigen und so zu einer Überschiebung führen, bevor Faltung eintreten kann. Deshalb Überschiebungen über Sockelstörungen, Falten über relativ homogenen Sockelpartien. Weil Sockelstörungen nicht grosse, kontinuierliche Linien bilden, eine bewegte Masse aber rings von einer instabilen Bewegungszone umhüllt sein muss, so setzen sich die Bewegungsfronten aus Falten- und Überschiebungssegmenten zusammen.

Die zeitliche Entwicklung der Instabilität lässt sich etwa so deuten: Man kann der basalen Abscherschicht die Rolle von einer Art «Griffith crack» (s.z.B. BOMBOLAKIS 1964) zuschreiben, deren Ränder – die Sockelstörungen – besonders instabil sind. Von diesen aus breitet sich die Instabilität mit Hilfe vermittelnder Falten schliesslich auf die ganze Masse aus.

Wenn nun ein Sockelhindernis durch die bewegte Sedimenthaut überwunden ist, d.h. wenn die Sockelstufe z.B. durch Füllmassen von Trias ausgeglättet ist, so fällt die von ihm ausgehende Spannungskonzentration dahin, die Spannung homogenisiert sich über weitere Bereiche und Faltungsinstabilität tritt auf: die Überschiebung wird, besonders in ihrem rückwärtigen Teil, verfaltet.

Kritik

Die skizzierte Analyse ist immer noch grossräumiger Art, sie kümmert sich nicht um die mannigfachen Detailprobleme, auf die man bei Feldarbeit allenthalben trifft. Dieser Weg vom Grossen ins Kleine scheint mir aber der richtige zu sein, da das Problem noch völlig offen ist, wie gross der Informationsgehalt der geologischen Aufschlüsse überhaupt ist und wie weit er durch die heute bekannten geologischen Techniken ausgeschöpft werden kann. Davon aber hängt ab, bis zu welcher Feinheit sich eine geologische Analyse treiben lässt.

LITERATURVERZEICHNIS:

- BIOT, M.A. (1961): *Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis*. Bull. Geol. Soc. Amer. 72/11, 1595–1620.
 BOMBOLAKIS, E.G. (1964): *Photoelastic investigation of brittle crack growth within a field of uniaxial compression*. Tectonophysics 1/4, 343–351.
 CURRIE, J.B., PATNODE, H.W. and TRUMP, R.P. (1962): *Development of folds in sedimentary strata*. Bull. Geol. Soc. Amer. 73/6, 655–674.
 LAUBSCHER, H.P. (1965): *Ein kinematisches Modell der Jurafaltung*. Eclogae geol. Helv. 58/1, 232–318.

GEOLOGISCHE KARTEN

- Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25'000
 Blatt: Movelier-Soyhières-Delémont-Courrendlin (92–95)
 Blatt: Laufen-Bretzwil-Erschwil-Mümliswil (96–99)
 Blatt: St. Ursanne (1085, 40)
-

13. — ADRIEN JAYET (Genève) et JEAN-PIERRE PORTMANN (Neuchâtel): **Sur la présence de moraines rissiennes profondes dans le gisement quaternaire des Tuileries près d'Yverdon (Vaud, Suisse).** (avec 1 figure et 1 tableau dans le texte)

Dans une note précédente (JAYET et PORTMANN, 1960) nous attirions l'attention sur l'existence d'un interglaciaire fossilifère situé au-dessous d'une moraine argileuse würmienne; les niveaux fossilifères sont des lentilles et des bancs de sable et de limon gris inclus dans un cailloutis grossier. Tous ces terrains sont situés dans la gravière des Tuileries au voisinage du point 537, 43/183, 23, c'est à dire du côté E. Lors de nos premières recherches aucun niveau rissien n'était encore visible. Mais par la suite l'exploitation des graviers devait se poursuivre en profondeur et se déplacer de 200 m environ vers l'W. C'est alors qu'apparut sous l'Interglaciaire une zone de gros blocs erratiques recouvrant une moraine caillouteuse profonde. Il nous paraît évident que blocs et moraine sont d'âge rissien; nous estimons utile de signaler ces faits avec quelques détails d'autant plus que la coupe générale de ce gisement risque de disparaître d'ici peu sous les remblais qu'on y déverse à un rythme accéléré.

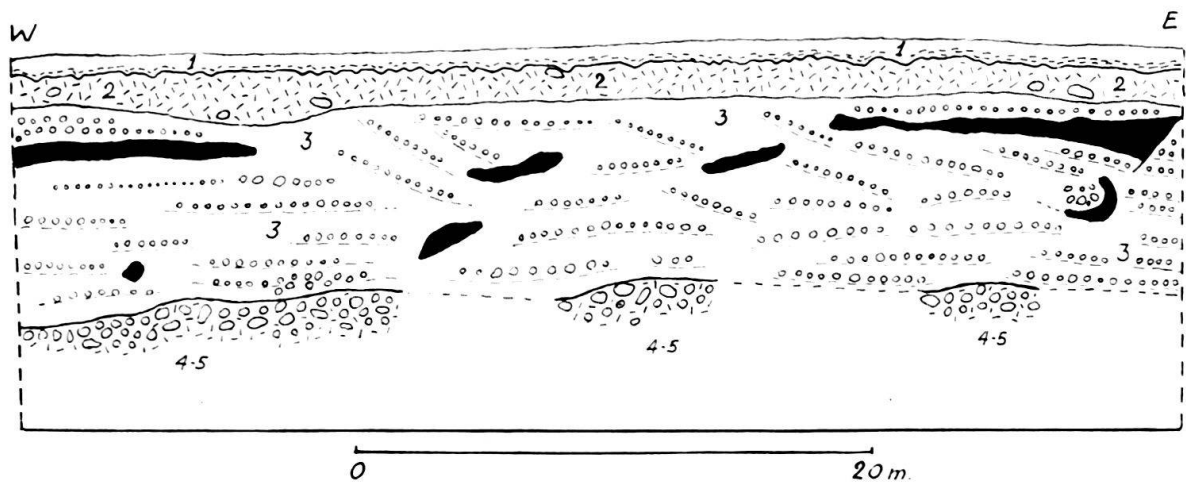


Fig. 1. Superposition des terrains quaternaires dans la partie ouest de la gravière des Tuileries.
 1^o Terre superficielle et Terre rouge holocène.
 2^o Moraine argileuse würmienne.
 3^o Cailloutis remaniant sous forme de lentilles des limons à faunule malacologique interglaciaire. Ces dernières en noir sur la figure. 4-5. Zone de petits blocs et moraines caillouteuse rissienne.

Coupe générale du Quaternaire des Tuileries.

Considérés dans leur ensemble les terrains sont les suivants, fig. 1 :

- 1^o Terre superficielle et Terre rouge holocène, épaisseur 0,5 à 1 m.
- 2^o Moraine argileuse würmienne, épaisseur 0 à 3 m.
- 3^o Cailloutis interglaciaire contenant, sous forme de lentilles et de bancs, des sables et des limons fossilifères avec débris végétaux et coquilles de Mollusques. Les bancs et lentilles sont remaniés dans le cailloutis et présentent des dispositions curieuses, tronçonnage, repliement, obliquité exagérée, etc. La faunule

malacologique comprend une trentaine d'espèces ne laissant aucun doute sur l'âge interglaciaire du dépôt limoneux qui les contient. Par contre, l'âge du cailloutis n'est pas exactement connu, il peut dater de la fin de l'Interglaciaire ou du début du Würm ce qui revient d'ailleurs sensiblement au même. Epaisseur du cailloutis et des limons 6–7 m.

- 4^o Moraine à blocs du Riss. Elle est surtout observable dans la partie E de la gravière sur une épaisseur de 1 à 2 m. Dans la partie W les blocs semblent moins abondants.
- 5^o Moraine caillouteuse rissienne inférieure à l'accumulation des blocs. Epaisseur visible 3 m. La partie supérieure de cette moraine a été détruite par les remaniements de la fin de l'Interglaciaire, la partie inférieure n'est pas visible.

CARACTERISTIQUES DU RISS.

Nous devons tenir compte des deux moraines :

a) Moraine à blocs. Nous avons examiné une centaine de blocs dans l'ancienne gravière. Leurs dimensions varient de 0,30 à 1,50 et plus pour la longueur. Le 92% d'entre eux ne dépassent pas 1 m avec une nette dominance de la fraction 0,50 à 0,60; la plupart sont striés. La composition pétrographique est la suivante en %: Calcaires clairs 12, Calcaires foncés 7, Calcaires autres 5, Grès de type molassique 18, Grès autres 19, Quartzites 2, Conglomérats en général 11, Poudingue de Vallorcine 6, Gneiss 11, Schistes cristallins 2, Roches vertes 2, Granites 5.

Il faut relever la richesse en grès 37%, en conglomérats 17%, en Schistes et Gneiss 13%. Par contre il y a une évidente pauvreté en Quartzites 2% et en Roches vertes 2%. La présence de Grès et de Calcaires de la Molasse, de Calcaires hauteriviens semble indiquer que les blocs de taille moyenne sont issus de la bordure du Plateau et du pied du Jura. Un examen plus détaillé des conglomérats, dont certains peuvent aussi provenir de la Molasse, serait nécessaire.

b) Moraine caillouteuse inférieure à la moraine à blocs. Le squelette de cette moraine est formé de galets rapprochés dont la taille est inférieure à 20 cm, la moyenne oscillant entre 5 et 10 cm. La matrice de couleur gris-brunâtre est sableuse, limoneuse et argileuse (8,3%). A ce point de vue elle s'écarte un peu de la moraine würmienne qui ne contient que 5,8% d'argile.

Dans la partie W de la gravière, où se trouve une coupe récente, la limite supérieure de la moraine rissienne est relativement peu distincte ce qui peut tenir aux remaniements qu'elle a subis à la fin de l'Interglaciaire et au début du Würm; on n'y observe pas non plus de zone rubéfiée. Ajoutons que les galets striés sont abondants. La composition pétrographique établie sur 1000 galets de 4 à 6 cm donne les catégories suivantes en %:

Calcaires clairs	23,9	Calcaires foncés	26,6	Grès	7,8
Quartzites	9,2	Brèches	1,1	Gneiss	14,1
Schistes cristallins	3,2	Roches vertes	5,2	Granites	3,6
Gabbros	2,7	Quartz filonien	2,6		

Tableau I.

Composition pétrographique comparée du Riss, de l'Interglaciaire et du Würm. Les nombres indiqués sont des pourcentages établis sur 100 blocs rissiens, sur 1000 galets de la moraine caillouteuse rissienne, sur 500 galets de l'Interglaciaire, sur 500 galets de la moraine argileuse würmienne.

	Riss		Interglaciaire	Würm
	Blocs	Moraine		
Calcaires clairs	12	23,9	67,6	14,6
Calcaires foncés	12	26,6	10,2	46,8
Grès	37	7,8	4,4	3,0
Quartzites	2	9,2	4,6	17,4
Conglomérats	17	1,1	0,8	0,2
Schistes et Gneiss	13	17,3	6,0	9,0
Roches vertes	2	5,2	2,0	3,8
Granites et Gabbros	5	8,9	4,4	5,2

La composition pétrographique de la moraine caillouteuse rissienne est assez différente de celle des blocs qui lui sont superposés. C'est d'ailleurs un fait général que nous avons observé dans toutes les moraines du retrait würmien. Que les moraines rissiennes répondent aussi à cette règle est un fait intéressant. Enfin les différences pétrographiques entre Riss, Interglaciaire, Würm sont mises en évidence dans le tableau 1.

Les degrés d'usure de la moraine caillouteuse rissienne ont porté sur des galets de 5 à 10 cm; sur 100 galets nous avons en %:

Degré I, non ou très peu usés, 8; degré II, usure faible, angles fortement émoussés, 22; degré III, usure moyenne, 56; degré IV, forte usure, subglobuleux, 12; Degré V, globuleux 2.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES.

La découverte aux environs d'Yverdon de moraines rissiennes en place, sous un Interglaciaire Riss-Würm, revêt la plus haute importance; tout le gisement peut d'ailleurs être considéré comme une coupe-référence. En ce qui concerne le Riss, l'examen pétrographique auquel nous avons procédé permettra enfin la comparaison avec les matériaux erratiques du Jura dont les plus élevés ont été rapportés jusqu'à présent, mais sans preuves, au Riss. L'importance de cette comparaison ne doit pas être sous-estimée, elle touche très directement au problème de l'âge du maximum glaciaire quaternaire, la région d'Yverdon a peut-être une importance accrue du fait que c'est là que le glacier du Rhône venait buter sur le flanc du Jura pour se diviser ensuite en deux lobes, celui du lac de Neuchâtel-Aar, celui du Léman-Rhône.

Le complément que nous présentons aujourd'hui permet en outre de se faire une idée assez exacte de la succession des phases au cours desquelles les dépôts se sont mis en place. Le substratum du Quaternaire est ici la molasse chattienne mais le contact n'est pas visible, de sorte que nous ignorons si un terrain plus ancien que le Riss existe en profondeur. Le premier terrain quaternaire est donc pour l'instant le Riss représenté par une moraine caillouteuse surmontée de blocs erratiques. La forte proportion de matériaux cristallins et leur nature désignent indubitablement le glacier du Rhône; l'altitude qu'il pouvait atteindre n'est pas encore connue avec certitude.

L'Interglaciaire Riss-Würm voit la formation de sables et de limons contenant quelques débris végétaux (*Epicea*) et des traces de lignite. Sables et limons montrent

une sédimentation calme, leurs matériaux proviennent surtout de la molasse chat-tienne. Huit espèces de Mollusques récoltées récemment dans ces niveaux sont à ajouter à la liste déjà donnée. Ce sont :

<i>Vitrea</i> sp.	1 ex.
<i>Fruticicola hispida</i> (L.)	4 ex.
<i>Fruticicola edentula</i> (DRAP.)	2 ex.
<i>Pupilla muscorum</i> (MÜLL.)	7 ex.
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.	12 ex.
<i>Carychium tridentatum</i> RISSO	1 ex.
<i>Bythinia tentaculata</i> (L.)	1 ex.
<i>Pisidium amnicum</i> (MÜLL.)	25 ex.

Elles indiquent, en tous cas pour le niveau principal, des milieux variés et le climat tempéré qui caractérise la phase optimum de l'Interglaciaire. Toutefois la faunule contenue dans des lentilles à la partie inférieure du cailloutis rappelle l'association des loess würmiens avec *P. muscorum*, *S. oblonga*, *F. hispida*. Dans ce cas nous aurions aussi la faune froide post-rissienne que nous avons signalée dans d'autres gisements interglaciaires (JAYET, ACHARD et FAVRE, 1964).

La fin de l'Interglaciaire et le début du Würm sont marqués par une action vigoureuse. Elle remanie les limons fossilifères, les incorpore au sein d'un cailloutis complexe, à gros éléments, dont une part provient de la moraine rissienne, une autre part de calcaires jurassiens, de Malm surtout. C'est ainsi que s'explique l'enrichissement en calcaires clairs passant de 23,9% pour le Riss à 67,6% pour l'Interglaciaire. Corrélativement les éléments cristallins s'appauvrissent en passant de 31,4% pour le Riss à 12,4% pour l'Interglaciaire.

Il est malaisé de dire comment le remaniement s'est opéré. Les stratifications obliques ne peuvent guère s'expliquer sans faire intervenir des ruissellements; par contre la position et l'allure de certaines lentilles limoneuses excluent une telle action. C'est en particulier le cas de la «lentille contournée» visible à droite de la figure 1, véritable enveloppe autour d'un noyau de galets. De telles dispositions ne sont pas rares dans les moraines du retrait würmien où des matériaux sableux ont été entraînés en blocs vraisemblablement à l'état congelé. Nous pourrions penser que c'est aussi le cas aux Tuileries; nous sommes ainsi amenés à y voir les effets d'une action glaciaire, il s'agirait donc d'un âge plutôt würmien qu'interglaciaire.

La dernière phase est celle du plein Würm représenté aux Tuileries par sa seule moraine argileuse. La matrice est plus abondante que celle du Riss. L'examen pétrographique fait ressortir par rapport au Riss un enrichissement en calcaires foncés qui passent de 26,6 à 46,8%, un enrichissement en Quartzites et Roches vertes passant de 14,4 à 21,2%. Ces différences décèlent un apport accru à partir des Hautes-Alpes et à partir du domaine pennique, à cette réserve près que le matériel du retrait würmien n'a pas encore été étudié; il pourra l'être dans la gravière voisine de Montagny située à 500 m au S-W de celle des Tuileries. Il faut encore insister sur le fait que la moraine argileuse würmienne semble «posée» sur l'Interglaciaire qu'elle ne remanie pas. Une autre disposition remarquable est qu'elle se termine en biseau en direction du S-E précisément dans la direction d'où provenait la masse glaciaire. Cette brusque disparition ne saurait être causée par des érosions, il est donc permis

de douter de l'attribution de la moraine argileuse des Tuileries à une moraine de fond. Une disposition analogue a été signalée au Petit-Saconnex dans la région de Genève (JAYET, ACHARD et FAVRE, 1964).

CONCLUSIONS

La découverte de dépôts morainiques rissiens aux Tuileries près d'Yverdon confirme et précise les résultats présentés en 1960. Les différences pétrographiques constatées entre Riss et Interglaciaire d'une part, entre Interglaciaire et Würm d'autre part devraient permettre une datation de l'erratique élevé du Jura. La genèse des différents sédiments quaternaires a pu être établie avec un excellent degré de précision. Enfin les observations récentes mettent en évidence pour la fin de l'Interglaciaire ou le début du Würm un ensemble de phénomènes peu connus et dont l'étude doit être poursuivie.

Nous tenons à remercier très vivement M. René Achard pour son aimable collaboration. La Direction de la gravière nous a autorisés à poursuivre nos recherches sans aucune restriction, qu'elle soit aussi remerciée.

BIBLIOGRAPHIE

- JAYET, A. et PORTMANN J.P. (1960): *Deux gisements interglaciaires nouveaux aux environs d'Yverdon (Canton de Vaud, Suisse)*. *Eclogae geol. Helv.* 53/2.
 JAYET, A., ACHARD, R., FAVRE, C. (1964): *Sur la présence de terrains glaciaires et interglaciaires au Petit-Saconnex près de Genève*. *Arch. Sc., Genève* 14/3.
 JAYET, A. (1966): *Résumé de Géologie glaciaire régionale*. Chappuis, Genève.

15. – BERNHARD SCHEURING (Basel): **Vorläufige Mitteilungen über pollenanalytische Untersuchungen der oberen Meridekalke am Mte San Giorgio (Südtessin)**

Es wurden Proben aus dem Südtessin, vornehmlich aus dem Gaggiolotal, westlich von Meride sowie aus dem Grenzbitumenhorizont der bekannten Saurier-Fundstelle am Mte San Giorgio auf dispergierte Sporen untersucht. Die untersuchten Proben aus dem Grenzbitumenhorizont enthalten sehr schlecht erhaltene, verquollene Sporen der Gattungen *Triadispora*, *Illinites* und *Verrucosisporites*, ohne dass eine genauere Bestimmung möglich wäre. Dies, und vor allem der Umstand, dass bei den heutigen Kenntnissen noch keine sicheren Anhaltspunkte zur Trennung von Anis und Ladin durch pollenanalytische Kriterien vorhanden sind, macht leider eine Altersdatierung des Grenzbitumenhorizontes noch unmöglich.

Die besten Proben lieferten die oberen Meridekalke, welche den Südabhang des Mte San Giorgio bilden und vom Liegenden ins Hangende zu von dem nach Süden fließenden Gaggiolobach durchschnitten werden. Es sind plattige bis feinplattige Kalke, die mit Kalkmergeln, Mergeln und tonigen Zwischenschaltungen in Wechselagerung stehen. Gegen die Raiblerschichten nimmt ihr Anteil an mergeligen, tonigen und schliesslich sulfatischen Komponenten zu. FRAUENFELDER (1916), SENN (1924), VONDERSCHMITT (1940) und WIRZ (1945) äusserten schon die Ansicht, die Ladin-Carn-Grenze liege irgendwo in den oberen Meridekalken und nicht an der Unterfläche der gipshaltigen Sedimente. Doch stand eine paläontologische Begründung dieser Ansicht noch aus.

Die dem Gaggioloprofil entnommenen Proben wurden nach lithologischen Gesichtspunkten ausgesucht. Die stratigraphisch tiefste Probe (Nr. 100) wurde

gerade unterhalb des Wasserfalls entnommen, der ca. 220 m WNW der Kirche San Silvestro den Anfang des Gaggiolotobels bildet. Sie soll der Gegenstand unserer Ausführungen sein, da der karbonatische Charakter und die schlechten Aufschlussverhältnisse die Untersuchung stratigraphisch noch tieferer Proben verunmöglichten.

Die Probe weist eine Dominanz bisaccater Pollenkörner auf, verbunden mit einer sehr starken Vertretung der Formengruppe, welche KLAUS (1960) unter dem Begriff «Circumpolles» zusammenfasste. Zu ihr gehören die Gattungen

Praecirculina, *Discisporites*, *Duplicisporites*, aber auch *Partitisporites*

steht ihr sehr nahe. Sie alle sind schon recht zahlreich vorhanden und wurden im alpinen Raum bisher noch nie in prae-carnischen Sedimenten gefunden.

Bei den Luftsacksporen dominieren Formen der Gattungen

Triadispora, *Pityosporites* und *Ovalipollis*.

Triadisporen kommen zwar schon in der unteren Trias vor, doch erreichen die ange-troffenen Arten eine grosse Entfaltung im Gipskeuper des Bölchentunnels. Die Gattung *Pityosporites*, die oft als Sammeltopf für nicht sehr differenzierte Luftsacksporen verwendet wurde, ist im Bölchenkeuper auch sehr häufig vertreten, sie wurde schon in carnischen Sedimenten der ostalpinen Trias angetroffen, ist aber noch höher hinauf verbreitet. *Ovalipollis* schliesslich ist auch ein für die carnische Stufe der alpinen Trias charakteristisches Fossil und findet in der germanischen Fazies seine Hauptverbreitung im unteren bis mittleren Keuper. Häufig vertreten ist auch *Ovalipollis breviformis*, dessen Hauptverbreitung im unteren Keuper und im oberen Muschelkalk zu sein scheint, wie auch eine Form, die zwischen *Illinites* und *Ovalipollis* steht und in gleichaltrigen Straten vorkommt. Auf carnisches Alter der untersuchten Probe deutet das zwar vereinzelt, aber doch deutliche Vorhandensein von Formen der Gattungen *Vitreisporites*, *Ellipsovelatisporites*, *Minutosaccus*, *Enzonalsporites* bei den Luftsack- und zonalen Sporen, *Paraconcavisporites*, *Trilites*, *Calamospora*, *Reticulatisporites* und *Verucosisporites* bei den trileten Sporen.

Der stratigraphische Wert dieser Trileten, vor allem von *Verrucosisporites* und *Reticulatisporites* ist zwar beschränkt, da die erwähnten Formen – nach BIARD auch *Calamospora* – schon bedeutend früher vorkommen, doch erinnert die Zusammensetzung der gesamten Assoziation deutlich an alpine Carn- sowie an Keuper-Funde im Bölchentunnel und im Schilfsandstein der Neuenwelt von Basel. Im Vergleich zur Schilfsandstein-Flora (LESCHIK 1955) und zu ostalpinen Funden (KLAUS 1960) fällt zwar das Fehlen von *Taeniaesporites*, *Patinasporites*, *Aratrisporites*, *Saturnisporites* und *Camerosporites* auf, doch kann dies durchaus faziesbedingt sein. *Taeniaesporites* taucht übrigens in höheren Proben in dominierender Zahl auf.

Die Probe Nr. 100, wie auch alle darüberliegenden, weist nach heutigen Kenntnissen auf carnisches Alter des gesamten Schichtkomplexes zwischen dem Wasserfall von Meride und dem Hauptdolomit des Poncione d'Arzo. Die Dominanz der bisaccaten Sporen, darunter vor allem das Vorhandensein älterer Formengattungen wie *Triadispora*, bei *Ovalipollis* der *O.-breviformis*-Typ und auch die einzelnen *Illinites* deuten jedoch bei der Probe Nr. 100 auf einen Bereich, der der ladinischen Stufe sehr nahe sein muss, und es ist sehr wohl möglich, dass damit gerade die Übergangsphase zum Carn getroffen wurde.

LITERATURVERZEICHNIS

- CLARKE, R.F. (1965): *Keuper miospores from Worcestershire, England*, Palaeontology 8, 294–321.
- FRAUENFELDER, A. (1916): *Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen*, Eclogae geol. Helv. 14/2.
- JANSONIUS, J. (1962): *Palynology of Permian and Triassic sediments, Peace River Area, Western Canada*. Palaeontographica B, 110, 35–98.
- KLAUS, W. (1953): *Mikrosporenstratigraphie der ostalpinen Salzberge*. Verh. geol. B.–A., H. 3.
- (1955): *Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Salzgebirges*. – Z. deutsch. geol. Ges. 105.
- (1960): *Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias*. Jb. d. Geol. B.–A., Sonderbd. 5. 107–182.
- (1963): *Sporen aus dem südalpinen Pesm*. Jb. d. Geol. B.–A. 106.
- (1964): *Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen*. – Erdöl-Zeitschr., H. 4.
- (1965): *Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen*. Verh. Geol. B.–A., Sonderheft G, 288–292.
- MÄDLER, K. (1964): *Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der deutschen Trias*. Beih. geol. Jb. 65.
- LESCHIK, G. (1955): *Die Keuperfloren der Neuwelt bei Basel, II. Iso- und Mikrosporen*. Schweiz. Palaeont. Abh. 72.
- PAUTSCH, M.E. (1958): *Keuper sporomorphs from Swierczyna, Poland*. Microspaleontology 4/3, 321–325.
- SENN, A. (1924): *Beiträge zur Geologie der Alpensüdlandes zwischen Mendrisio und Varese*. Eclogae geol. Helv. 18/4.
- VONDERSCHMITT, L. (1940): *Bericht über die Exkursion der schweiz. geol. Ges. in den Südtessin*, 30. Sept.–2. Okt. 1940. Eclogae geol. Helv. 33/2, 205–219.
- WIRZ, A. (1945): *Zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Mte San Giorgio*. In: B. Peyer, Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen XV, Schweiz. Palaeontol. Abh. 65, 5–84.

Weitere Vorträge, von denen keine Manuskripte eingegangen sind oder welche später gedruckt werden.

2. – LUKAS HOTTINGER (Basel): **Fazies und Foraminiferen**.

7. – HUGO FRÖHLICHER und L. KEHRER (Olten): **Einige geologische Aufschlüsse aus dem Belchentunnel (Südseite)**.

8. – CONRAD SCHINDLER (Oetwil am See): **Zur Geologie des Gebietes südlich Baden, insbesondere des Bareggtunnels**. Erscheint in Eclogae vol. 60/1.

10. – RENÉ HERB (Bern) und ROLAND L. KOLPACK (Los Angeles): **Rezente Foraminiferen und Sedimente in der Drake Passage (Antarctica) und deren Beziehung zu den ozeanographischen Verhältnissen**. Erscheint in Eclogae geologicae Helvetiae, vol. 60/1.

12. MARTIN A. KOENIG (Zürich): **Zur Geologie des oberen Veltlins**. Erscheint in Eclogae geologicae Helvetiae vol. 60/1.

14. – K. BÄCHTIGER (Zürich): **Anatas, Brookit und Adular aus einer alpinen Zerrklufft in der Kreide des Haldensteiner Calanda**. Erscheint in den Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.