

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	80 (1987)
Heft:	1
Artikel:	Die Zone von Ayent als triasisch-liasisches Substrat der helvetischen Decken der Westschweiz
Autor:	Moser, Hans-Jörg
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-165982

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: 24.01.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 80	Nr. 1	Seiten 1–15	Basel, April 1987
---------------------	---------	-------	-------------	-------------------

Die Zone von Ayent als triasisch-liasisches Substrat der helvetischen Decken der Westschweiz

Von HANS-JÖRG MOSER¹⁾

ABSTRACT

The Triassic and Liassic sediments of the Wildhorn Nappe in the northern vicinity of Sitten (Valais) are here defined as the Zone of Ayent. The Triassic sediments of this zone show strong affinities to the German-type facies and comprise gypsum, dolomites and shales (typical Quartens-beds). They are overlain by argillaceous and calcareous sandstones of the Rhetic and upwards by sandy limestones and calcareous shales of the "Lias calcaire" series and the "Lias schisteux" series respectively. These Liassic pelagic sediments of the Zone of Ayent form a western continuation directly comparable with the similar sequence recorded from the Zone of Termen by LISZKAY (1966).

Structural studies reveal a sequence of three older deformation events, each characterized by a cleavage and folding. These major deformations are followed by two younger, progressively weaker, deformation events which were only capable of generating shear movements and faults.

RÉSUMÉ

Les sédiments triasiques et liasiques au nord de Sion forment une unité distincte de la nappe du Wildhorn, nommée Zone d'Ayent. Cette division fut possible grâce à une révision stratigraphique et structurale. Les sédiments triasiques sont représentés par des gypses, «Quarten-Schiefer» et dolomites, indiquant une faciès de type germanique. Au-dessus on observe le Rhétien calcaro-gréseux, les calcaires gréseux du «Lias calcaire» et finalement les schistes marneux ou argileux du «Lias schisteux». Le Lias pélagique de la Zone d'Ayent est mis en parallèle avec la série similaire de la Zone de Termen (LISZKAY 1966). Les deux zones étant considérées comme des équivalents.

Les analyses structurales montrent une succession de trois phases de déformation primaires, chacune caractérisée par le développement d'une schistosité pénétrative. Les cisaillements et les fracturations à grande échelle sont les témoins de mouvements tardifs et secondaires.

Einführung

Das Ziel der Arbeit besteht darin, aufgrund stratigraphischer und struktureller Kriterien die triasischen und liasischen Sedimente der Wildhorn-Decke als Zone von Ayent abzutrennen. Der Begriff Wildhorn-Decke ist als Wildhorn-Decke s.l. im Sinne von H. Masson (mündl. Mitt.) aufzufassen und beinhaltet die Diablerets-Decke, die Mont Gond-Decke und die Sublage-Decke.

Die triasischen und liasischen Gesteine der Wildhorn-Decke bauen das sanftgeneigte Plateau Savièse–Ayent–Crans nördlich von Sitten auf (Fig. 1). Sie schliessen südlich an

¹⁾c/o CSD, Rain 23, CH-5000 Aarau.

den Verkehrschenkel (Dogger bis Tertiär) der Prabé-Synklinale an. Westwärts reichen die liasischen Aufschlüsse bis an die Morge, im Osten verschwinden sie unter dem Schuttkegel des Bergsturzes von Siders. Gegen Süden schliessen die Schiefer der penninischen Unité de Ferret an, die den Hügelzug Mont d'Orge–Clavau–Le Châtelard–Corin bilden. Die ganze Zone fällt steil gegen Südosten mit durchschnittlich 70° ein, parallel zum Kontakt mit der hangenden Unité de Ferret, und ist mehrfach isoklinal verfaltet. Die härteren Gesteine (dolomitische Trias und «*Lias calcaire*») treten als Rippen aus den weicheren Tonschiefern heraus und lassen sich über das ganze Plateau verfolgen.

Die Aufschlussverhältnisse sind mehrheitlich schlecht, da das ganze Gebiet von Mänen bedeckt ist und in den tieferen Lagen intensiv bewirtschaftet wird. Einzig entlang neuerer Strassen und in den Schluchten der Sionne und der Liène finden sich grössere zusammenhängende Aufschlüsse.

Stratigraphie

Trias

Triasische Gesteine treten in einer Schuppenzone auf, die südlich des Château de la Soie über Drône–Arbaz–Icogne ostwärts nach Crans/Montana zieht (Anticlinal de Drône, LUGEON 1914–1918). Oftmals umfassen die einzelnen Schuppen auch liasische Anteile.

Das am besten aufgeschlossene, zusammenhängende Triasprofil liegt entlang der Strasse Grimisuat–Arbaz auf Kote 1050 m ü.M. Von unten nach oben (E–W) sind aufgeschlossen:

1. 35 m weisser, körniger Gips mit Einschaltungen von grünlichen und rötlichen quartenschieferähnlichen Phylliten und grauen Dolomiten. Die Basis des Gipes ist nicht aufgeschlossen. Die hellglimmerreichen Schiefer sind praktisch kalkfrei und führen feindetritischen Quarz sowie Chloritoid-Porphyroblasten. Spärlich treten junge authogene Dolomitrhomben auf. Die Dolomite sind auf dünne Bänke beschränkt. Feinkörnige, stark rekristallisierte, dolomitische Pelmikrite wechseln mit sterilen Dolomikriten. In den Pelmikriten treten akzessorisch authogene Feldspatzwillinge auf.
2. 1,5 m hellbeige Dolomitbreccie mit diskordantem Kontakt zum liegenden Gips. Dünne, feinkörnige Quarzlagen wechseln mit grobspätiigen Dolomiten und Bruchstücken von Dolomikriten.
3. 3 m rote, grüne und graue, sandige Tonschiefer, die stark zerklüftet und mit Calcit verheilt sind. Auf den Schieferungsebenen ist Chlorit angereichert.
4. 5,5 m stark zerscherte und verfaltete graue Sandkalke mit dünnen Schieferzwischenlagen. Der Calcit ist stark rekristallisiert und in einer quarzreichen Grundmasse mit kleinen Chloritoid-Porphyroblasten eingebettet. Chlorit und Hellglimmer sind entlang den Schieferungsebenen angereichert.
5. 8,5 m rostige Schiefer mit einigen verfalteten mergeligen Sandsteinbänken. Toniges Material ist durch Drucklösung entlang den Schieferungsebenen angereichert. Durch seinen höheren Sandgehalt und das Vorkommen von Muschelbruchstücken unterscheidet sich diese Einheit von den liegenden Quarten-Schiefern und kann als «*Rhät*» abgetrennt werden.
6. Sandkalke des «*Lias calcaire*» (Kontakt zu 5 ist nicht aufgeschlossen).

Die Trias-Abfolge entlang der Sionne bei Drône ist zusammen mit den hangenden liasischen Einheiten stark verschuppt und infolge ungünstiger Aufschlussverhältnisse nur schlecht rekonstruierbar. Rauhwackezüge grenzen die einzelnen Schuppen, die durchschnittlich mit 60° nach ESE einfallen, ab. Die übrigen triasischen Aufschlüsse sind meist nur klein, und die Kontakte zu den umliegenden Gesteinen sind oft durch Schutt verdeckt.

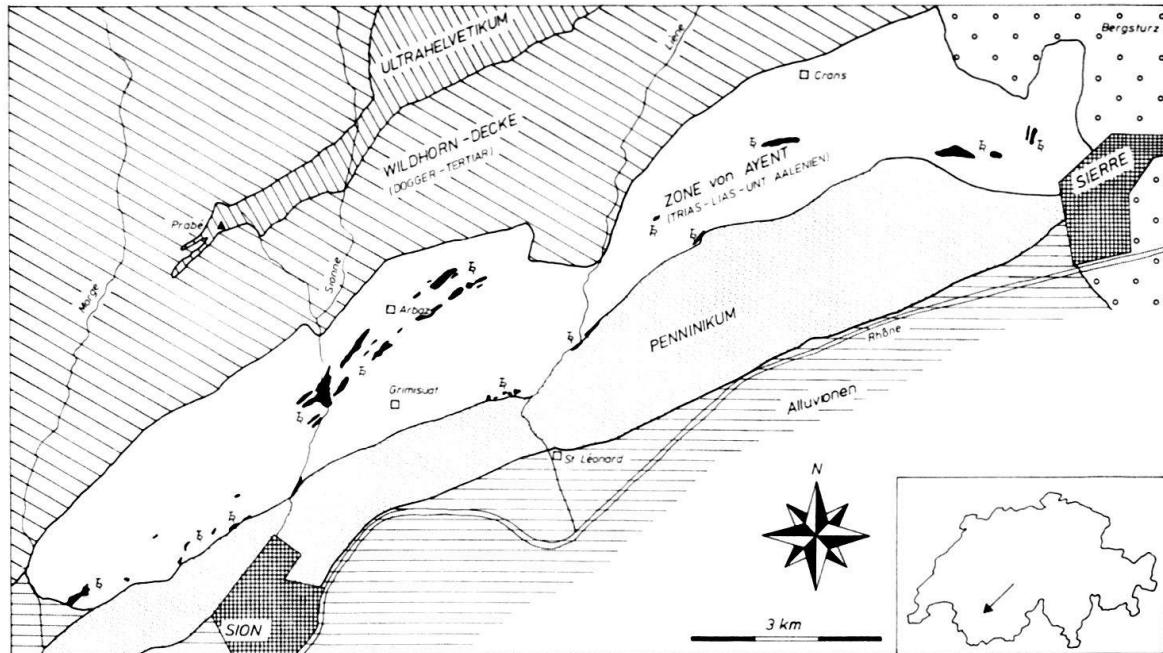


Fig. 1. Karte der Zone von Ayent.

Ein nur wenige Meter mächtiger Triaszug grenzt die südlich an die Wildhorn-Decke anschliessende Unité de Ferret ab. BURRI (1958) beschreibt diese triasischen Aufschlüsse entlang des Kontaktes eingehend und ordnet sie teils dem Helvetikum, teils, des unreinen Gipses wegen, der Unité de Ferret zu. Der Übergang vom Helvetikum in die Unité de Ferret lässt sich am besten entlang der Bisse de Clavau, 500 m nordöstlich Signièse studieren. Beim Bau eines Reservoirs wurde der Hang angeschnitten. Von Norden nach Süden ergibt sich folgendes Profil:

1. schiefrige Mergelkalke, Lias; Helvetikum
2. 0,5 m dolomitische Kalke
3. 0,2 m Tonschiefer
4. 0,4 m bräunlicher Gips, Trias; Penninikum
5. helle, silbergraue Serizitschiefer, übergehend in dunkle Schiefer mit wenig Hellglimmer, Trias; Penninikum.

Die Grenzziehung zwischen Helvetikum und Penninikum ist nicht eindeutig. Die Niveaus 2 und 3 können beiden Einheiten zugeordnet werden, Niveau 4 gehört, des unreinen Gipses wegen, sicher zur Unité de Ferret.

Lias

In der Wildhorn-Decke werden die Gesteine zwischen «Rhät» und «Bajocien» in eine untere kalkige («Lias calcaire») und eine obere tonige («Lias schisteux») Abfolge (LUGEON 1914–1918, p. 318) unterteilt. Diese Einteilung wird beibehalten, obwohl sie veraltet ist. Eine lithostratigraphische Neubearbeitung des Lias und des Aalénien würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen.

a) «*Lias calcaire*» (Hettangien – unt. Pliensbachien)

Der untere Lias besteht aus einer Abfolge von z. T. sandigen oder tonigen Kalkschiefern, Sandsteinen, Kalken und Mergelschiefern. Typisch für diese Abfolge sind bräun-

lich-graue, rekristallisierte Sandkalke, wie sie an der Strasse Grimisuat–Botyre oder am Hügel des Château d’Ayent anstehen. Im Dünnschliff erkennt man eine Wechsellagerung zwischen tonigen, sparitischen Partien und feinsandreichen, quarzitischen Lagen. Der Quarz ist unter Subkornbildung rekristallisiert und randlich von Calcit angelöst. In den nicht rekristallisierten Gesteinen ist noch die ursprünglich angulare bis subangulare Kornform der Quarzkomponenten erkennbar. Tonige Verunreinigungen sind durch Drucklösung entlang von Schichtungs- oder Schieferungsebenen angereichert und partiell in Hellglimmer oder Chlorit umgewandelt worden. Akzessorisch tritt Pyrit auf. Dolomithomboeder sind gelegentlich in calcitreichen Partien anzutreffen.

Die Wechsellagerung zwischen Kalken und Mergelschiefern ist am besten am Château de la Soie aufgeschlossen. Die grauen, leicht sandigen Kalke sind in 10–20 cm dicken Bänken in bis 1 m mächtige mergelige und sandige Schiefern eingelagert. Häufig kommen in den Kalkbänken unbestimmbare, zerbrochene Belemniten vor. BADOUX et al. (1959) erwähnen aus dieser Serie einen Arietenfund von M. Lugeon.

Aus Analogiegründen mit dem von TRÜMPY (1951a) beschriebenen Lias von Bex geben BADOUX et al. (1959) das Alter des «Lias calcaire» mit Hettangien – unteres Pliensbachien an.

Am Westufer der Sionne stehen bei Pt. 779 von BADOUX et al. (1959) fälschlicherweise als Rhät kartierte hellgraue, blättrige Mergelschiefer mit bis 2 mm grossen Chloritoid-Porphyrblasten an. Ein aus dieser Schicht stammender Ammonit konnte als *Curviceras* sp. aus der liasicus-Zone (mittl. Hettangien) bestimmt werden.

b) «*Lias schisteux*» (ob. Pliensbachien – Aalénien)

Der obere Lias besteht zur Hauptsache aus dunklen bis schwarzen Tonschiefern mit vereinzelten mergeligen Partien. Eine Abtrennung der Aalénienschiefer (basale Tonschiefer) ist in der südlichen Wildhorn-Decke nicht möglich. Sie werden daher ungeachtet ihres jüngeren Alters zum «*Lias schisteux*» gerechnet.

Die pyritreichen Kartonschiefer spalten blättrig. Auf den Spaltflächen sind oft Hellglimmer zu beobachten. Chloritoid ist nur mikroskopisch oder röntgenographisch nachweisbar.

Die ursprüngliche Mächtigkeit der beiden Serien lässt sich nicht mehr rekonstruieren, da die ganze Abfolge mehrfach isokinal verfaltet worden ist. Sie dürfte etwa 200–250 m für den «*Lias calcaire*» und 150–200 m für den «*Lias schisteux*» betragen haben. Die gleichen Mächtigkeiten ergaben sich auch aus den volumetrischen Profilkonstruktionen (MOSER 1985, Tafel 1).

Der Kontakt zu den hangenden sandig-kalkigen Gesteinen der Glockhaus-Serie (Dogger) ist immer tektonisch mit Rutschharnischen und Calcitadern.

Zuordnung der Trias und des Lias von Savièse–Ayent–Crans und die Zone von Ayent

Die Liasabfolge der Zone von Ayent lässt sich, trotz dem aufschlusslosen Gebiet zwischen Siders und Brig, am ehesten mit derjenigen der Zone von Termen (LISZKAY 1966) vergleichen (Fig. 2). LISZKAY unterscheidet eine basale Serie der Termen-Kalkschiefer, die von der Serie der Termen-Tonschiefer überlagert wird. Die ursprünglichen Mächtigkeiten gibt er mit 200–250 m bzw. 170–200 m an. Die Grenze zwischen den beiden

ZONE VON TERMEN (LISZKAY 1966)		ZONE VON AYENT (MOSER 1985)	
AALENIEN TOARCIEN oberes PLIENSBACHIEN *	TERMEN- TONSCHIEFER	an schwarzem Pigment reiche Tonschiefer, 40-75% Serizit und Chlorit, 25-60% Quarz, häufig mit Chloritoidporphyroblasten	"LIAS SCHISTEUX"
unteres PLIENSBACHIEN SINEMURIEN HETTANGIEN	TERMEN-KALKSCHIEFER	Wechsellsagerungen von 1-4 1. Sandige, serizitreiche Kalkschiefer, Quarz 5-15%, Serizit 5-15%, Karbonat bis 80%; mit einzelnen Bänken von dichten, schwarzen bis blauschwarzen Mikriten 2. Feinkörnige Sandsteine bis Glimmerquarzite, Quarz 40-70%, Serizit 10-15%, Karbonat 10-15% 3. Sandsteine mit grauen Kalken wechsellsagernd (mm-2 cm) 4. Dünne metamorphe Tonschiefer (analog Termen-Tonschiefer)	"LIAS CALCAIRE"

* LISZKAY legt die Basis der Termen-Tonschiefer ins "Domérien".

Fig. 2. Gegenüberstellung des Lias der Zone von Termen und desjenigen der Zone von Ayent (Wildhorn-Decke).

Serien legt er auf Grund verschiedener Ammonitenfunde an die Basis des oberen Pliensbachien (Domérien).

In Figur 3 wird eine Zuordnung der Einheiten des Untersuchungsgebietes und der weiteren Umgebung aufgrund der liasischen Fazien und ihrer tektonischen Stellung gemacht. Auffallend ist das Vorkommen der helvetischen Sandfazies (TRÜMPY 1971) in

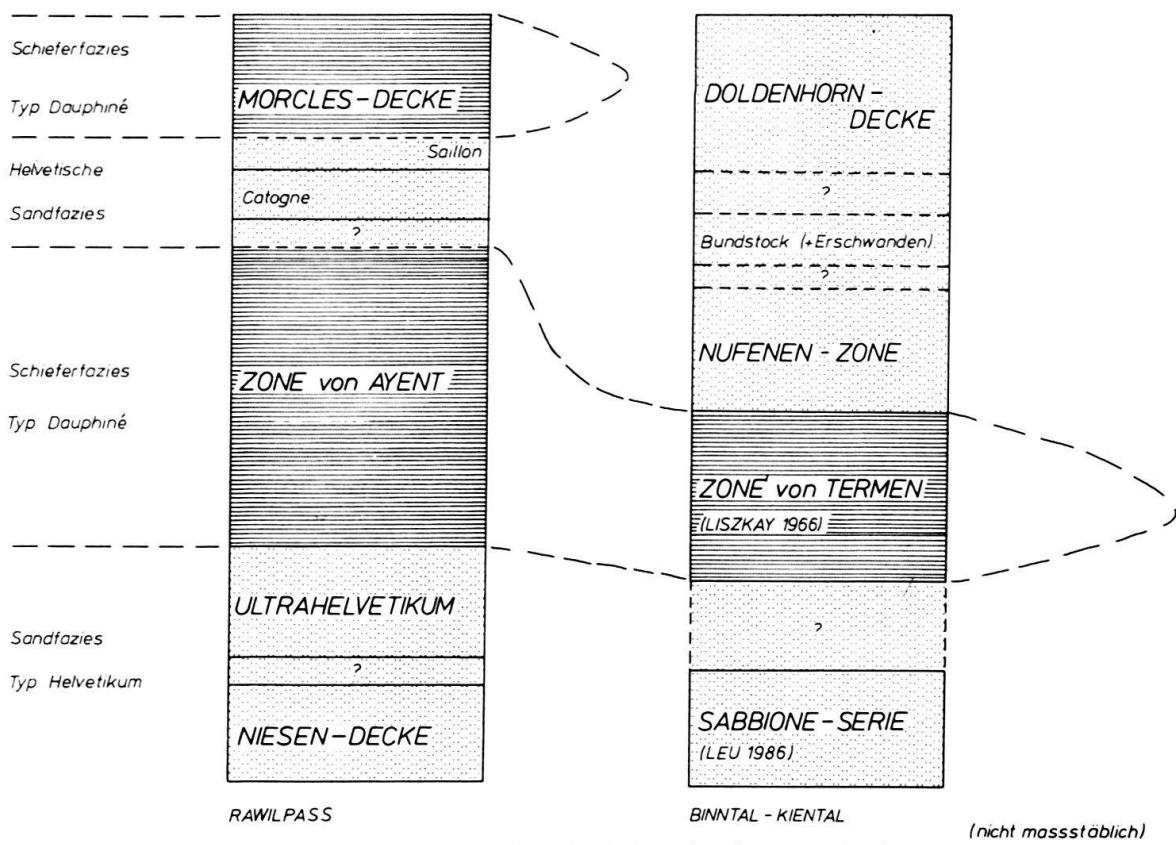


Fig. 3. Faziesräume des helveticischen Lias der Westschweiz.

(nicht massstäblich)

den tieferen helvetischen Einheiten, im Ultrahelvetikum des Berner Oberlandes und in der Urseren-Zone (Wyss 1985). Zwischen Naters und Grengiols (VS) beschreibt Wyss den Urseren-Lias in Termen-Ausbildung. Somit beschränkt sich die Dauphiné-Schieferfazies nicht nur auf die Wildhorn-Decke (Zone von Ayent) und die Zone von Termen, sondern greift östlich von Brig paläogeographisch noch weiter nordwärts und umfasst auch noch das westliche Ende der Urseren-Zone. Die Zone von Termen keilt gegen Osten am Nufenenpass aus (LISZKAY 1966).

BADOUX et al. (1959) betrachten den Lias nördlich des Triaszuges von Drône als direkte, normalstratigraphische Fortsetzung des Doggers der Prabé-Synklinale der Wildhorn-Decke. Südlich an den Triaszug schliesst eine Trias/Lias-Abfolge an, die Wurzel der ultrahelvetischen Bex-Laubhorn-Decke, wobei die Zuordnung aufgrund des gleichen stratigraphischen Umfanges erfolgt.

Eine Unterteilung dieser Abfolge in einen helvetischen und einen ultrahelvetischen Anteil ist aus folgenden Gründen nicht möglich:

1. Die Lias-Abfolge nördlich von Drône lässt sich faziell nicht von der südlich des Triaszuges anstehenden unterscheiden. Beide gehören zum offenmeerischen Dauphiné-Faziesbereich und können mit dem Lias von Bex (TRÜMPY 1951a) und mit der Zone von Termen (LISZKAY 1966) parallelisiert werden.
2. Beide Teile sind gleich strukturiert. Die strukturelle Grenze verläuft zwischen «Lias schisteux» und Bajocien, da sich D_4 in der Glockhaus-Serie nicht mehr auswirkt.
3. Im Liegenden der Glockhaus-Serie der Prabé-Synklinale (Dogger/Malm-Stockwerk der südlichen Wildhorn-Decke) findet sich nirgends «Lias schisteux» in stratigraphischem Kontakt mit dem Dogger. Die Kontaktverhältnisse zwischen den dunklen, stark ausgewalzten Ton- und Mergelschiefern (fragliches Aalénien), die in Antiklinalkernen des Dogger/Malm-Stockwerkes im Tal der Morge und im Sondierstollen Rawil-Süd anstehen, und der hangenden Glockhaus-Serie sind unklar. In den spärlichen Aufschlüssen in den Gräben der Sionne und der Liène beobachtet man immer einen tektonisierten Kontakt zwischen den beiden Serien. Dies steht im Gegensatz zu den Verhältnissen im Ultrahelvetikum der Sattelzone, wo FERRAZZINI (1981) innerhalb seiner Einheit III vom Metschhorn (südöstlich Lenk) eine normalstratigraphische Abfolge Trias-Lias-Dogger beschreibt.
4. Die südlichsten liasischen Aufschlüsse in ultrahelvetischer Stellung befinden sich in der Sattelzone am Laubhorn, am Metschhorn und an der Walegg (BADOUX 1945). Die Abfolge am Laubhorn ist aus liegenden Tonschiefern, überlagert von späten und kieseligen Kalken, einer Kalk-Schiefer-Wechsellagerung und zuoberst von Mergeln aufgebaut. TRÜMPY (1951a) weist diese neritische Abfolge dem helvetischen Faziesbereich zu. Aus diesem Grund und infolge der tektonischen Stellung (auf dem Rücken der Wildhorn-Decke) muss der Lias des Laubhorns und der übrigen Sattelzone aus der Sutur zwischen dem Lias der Wildhorn-Decke und der Unité de Ferret stammen.

Der enge stratigraphische Umfang der Einheit, der eigene strukturelle Stil und die scharfe Abgrenzung gegen die Unité de Ferret und gegen das Dogger-Malm-Stockwerk der Wildhorn-Decke erlauben die Abtrennung des Trias-Lias-Stockwerkes der Wildhorn-Decke als *Zone von Ayent*.

Gegen Südwesten taucht die Zone von Ayent bei Conthey unter die Alluvionen des Rhônetales. Von Saxon ins Val Ferret ziehend sind zwischen der Sedimentbedeckung des

Mont Blanc-Massivs und der Unité de Ferret mehrere kompliziert strukturierte Schuppen eingeklemmt. Diese wurden von TRÜMPY (1951b), BADOUX (1971) und BURRI & JEMELIN (1983) stratigraphisch beschrieben, einen strukturgeologischen Abriss gibt BURRI (1981). Die internste dieser Schuppen besteht aus einer mehrfach isoklinal verfalteten Abfolge von triasischen und liasischen Gesteinen und dürfte die südwestliche Fortsetzung der Zone von Ayent darstellen.

Strukturen

Einführung

Die strukturgeologischen Untersuchungen in der Zone von Ayent zeigen eine Abfolge von mehreren Deformationsphasen, die sich durch ihr Erscheinungsbild und ihre Intensität voneinander unterscheiden. Die einzelnen Deformationsphasen D werden mit Indices von 1–4 unterschieden. Falten werden mit F und passendem Index, Schieferungen mit s und Index gezeichnet, s₀ ist die Schichtung. D₁–D₃ sind identisch mit den Deformationsphasen H₁–H₃ von MASSON et al. (1980).

Der Abstand zwischen den einzelnen Schieferungsflächen wird mit den Begriffen engständig (0–5 mm), mittelständig (5–20 mm) und weitständig (2 cm und mehr) angegeben. Die Zahlenangaben sind nur ungefähr und sollten daher nur als Leitwerte betrachtet werden.

Großstrukturen im Bereich der Karte

Die Zone von Ayent besteht aus einer während D₁ mehrfach isoklinal verfalteten Trias/Lias-Abfolge, die vermutlich in D₂ aufgefaltet worden ist und heute eine Antiform bildet. Während der Deformationsphase D₃ wurde die Abfolge steilgestellt und zusätzlich verfaltet und verschuppt. Der Scheitel dieser Antiform ist heute wegerodiert. Ihr Kern, ein kompliziert verfalteter und verschuppter Triaszug, unterteilt die liasischen Gesteine der Zone in einen nördlichen und einen südlichen Teil und läuft von Conthey über Drône, Saxonne und Icogne nach Crans.

Die Härtlinge der Zone von Ayent, triasische Dolomite und liasische Sandkalke, bilden parallele WSW–ENE laufende Rippen, die steil gegen Südosten einfallen und über das ganze Plateau verfolgt werden können. Umbiegungen der Isoklinalfalten stehen nirgends an, werden aber, aufgrund der Untersuchungen von BURRI (1981), angenommen.

Junge, W–E streichende sinistrale Bruchzonen versetzen die einzelnen Rippen.

Meso- und mikroskopische Strukturen

Die triasischen Gesteine der Zone von Ayent, entweder mächtige Dolomite, Tonschiefer oder Gipslagen und die Mergel und Tonschiefer des «Lias schisteux», erschweren strukturelle Untersuchungen. Die rigiden Dolomite reagieren bei den herrschenden Deformationsbedingungen, wenn überhaupt, nur mit Bruch. In den duktil reagierenden Tonschiefern und im Gips überprägt die Hauptschieferung die älteren Strukturen.

Aufschlußstudien, die eine Klärung der Beziehungen zwischen den einzelnen Deformationsphasen ermöglichen, können nur im «Lias calcaire», in den Wechsellagerungen von Kalken oder Sandsteinen mit Tonschiefern, gemacht werden.

Im folgenden werden die beiden strukturell interessantesten Aufschlüsse des «Lias calcaire» entlang der Bisse de Clavau und am Château de la Soie (Fig. 4 und 5) beschrieben. Die Aufschlüsse von Grimisuat (Fig. 6) und Arbaz–Le Lazier (Fig. 7) ergeben keine wesentlichen Beobachtungen, die nicht auch an den beiden oben beschriebenen Lokalitäten gemacht werden könnten. Sie werden daher nur bei den Hinweisen auf die einzelnen Deformationsphasen behandelt.

Der erste Aufschluss liegt am Internrand der Zone von Ayent in der Schlucht der Liène an der *Bisse de Clavau*, 340 m nördlich des Wasserschlusses (Fig. 4c). Die Serie ist aus einer ursprünglich flach SE-fallenden Wechsellagerung von 30–50 cm mächtigen, grau anwitternden, mergeligen Kalkbänken mit 20–40 cm dicken, dunklen Mergelschiefern aufgebaut. Die rigideren Kalkbänke sind boudiniert und in die Hauptschieferung hinein rotiert. Die Umhüllende der rotierten Boudins bildet s_0 ab. In den Kalken kann zonal eine schichtparallele Drucklösungsschieferung beobachtet werden. Der weggelöste Calcit wurde in Nestern zwischen den 1–2 m langen D_1 -Boudins wieder ausgeschieden. Die Hauptschieferung (s_3) fällt steil gegen Süden ein (durchschnittlich 120/55). In den mergeligen Horizonten ist sie als engständig penetrative Glattschieferung ausgebildet, die rigiden Kalkboudins wurden in s_3 hineinrotiert. Ein jüngeres konjugiertes Schersystem bewirkt einerseits eine gut ausgebildete, mittelständige, steil südfallende, nach S abschiebende Crenulationsschieferung, andererseits weitständige (0,5–1 m), zur ursprünglichen Schichtung subparallele, flach ESE-fallende, nach Norden aufschiebende Scherzonen. Die Enden der Boudins gleichen sich sigmoidal den flachen Scherzonen an, die das ursprüngliche s_0 abbilden. Hier beeinflusst die steile Runzelschieferung die flachen Scherzonen.

Der zweite Aufschluss liegt am Externrand der Zone von Ayent, am Südhang des *Château de la Soie* unterhalb Pt. 872.6 (Fig. 5). Im Gegensatz zu den Aufschläßen entlang der Bisse de Clavau ist hier die Wechsellagerung des «Lias calcaire» aus dünnen, sandigen Kalkbänken (bis 15 cm mächtig) mit bis 50 cm dicken Lagen von sandigen Mergelschiefern aufgebaut. Die mit 160/50 einfallenden Kalkbänke sind unregelmäßig boudiniert (Fig. 5a). Die einzelnen Boudins sind zwischen 10 cm und 5 m lang. Mit Calcit gefüllte, senkrecht zur Schieferung stehende Dehnungsklüfte durchziehen die Kalkbänke. Entlang der steil SE-fallenden Hauptschieferungsebenen sind die Boudins leicht versetzt. In den sandigen Mergelschiefern ist die gut ausgebildete Hauptschieferung mittelständig. In Mikrolithons erkennt man teilweise eine ältere, flachere Schieferung (s_2), die von der Hauptschieferung (s_3) versetzt wird (Fig. 5c). In weitständigen SE-fallenden, subparallel zur Schichtung liegenden Scherzonen wird das hangende Kompartiment aufgeschoben und die Hauptschieferung sigmoidal verbogen. Die sonst vielerorts beobachtete Crenulation der Hauptschieferung (Fig. 5d) fehlt an diesem Aufschluss.

Die mikroskopische Untersuchung der Gesteine war nicht sehr ergiebig, da in den anstehenden, meist unreinen sandig-tonig-kalkigen Lithologien unter den herrschenden p/T -Bedingungen (2–3 kb/300 °C) im Übergang von der Anchi- in die Epizone keine spektakulären Mineralneubildungen zu erwarten sind. Die Deformation bewirkte einerseits eine Sammelkristallisation der mikritischen Partien, andererseits meist mehrere, sich unter spitzem Winkel schneidende Drucklösungsschieferungen. Im Druckschatten von

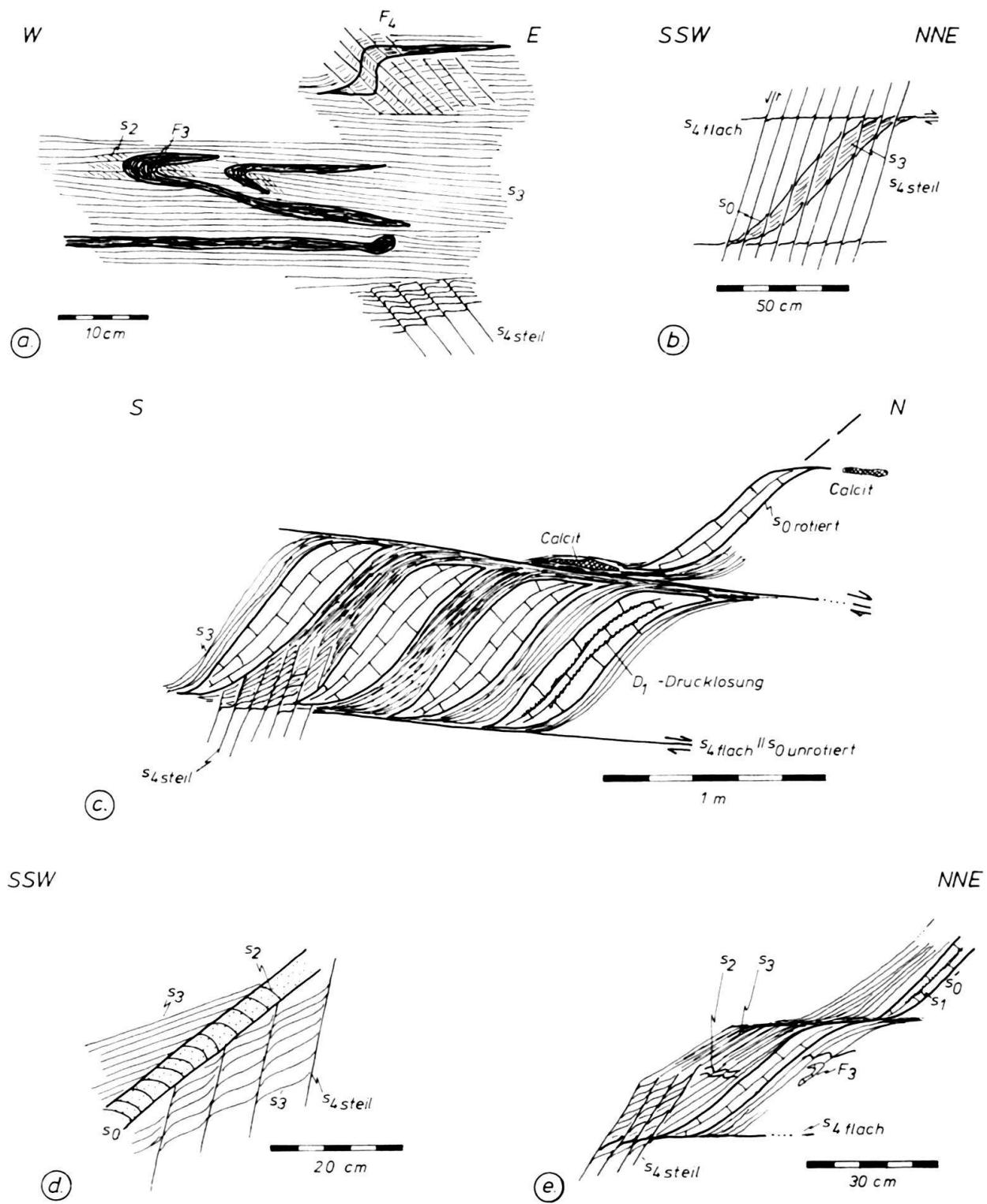


Fig. 4. Kleinstrukturen im «Lias calcaire» entlang der Bisse de Clavau; a) 10 m westl. Wasserschloss, sandige Mergelschiefer mit Kalkbänken; b) 150 m nördl. Wasserschloss, schiefrige Mergelkalke; c) 340 m nördl. Wasserschloss, Kalk-Mergel-Wechsellagerung; d) Nordausgang Tunnel, Kalk-Mergel-Wechsellagerung; e) 100 m nördl. Tunnel, Kalk-Mergel-Wechsellagerung.

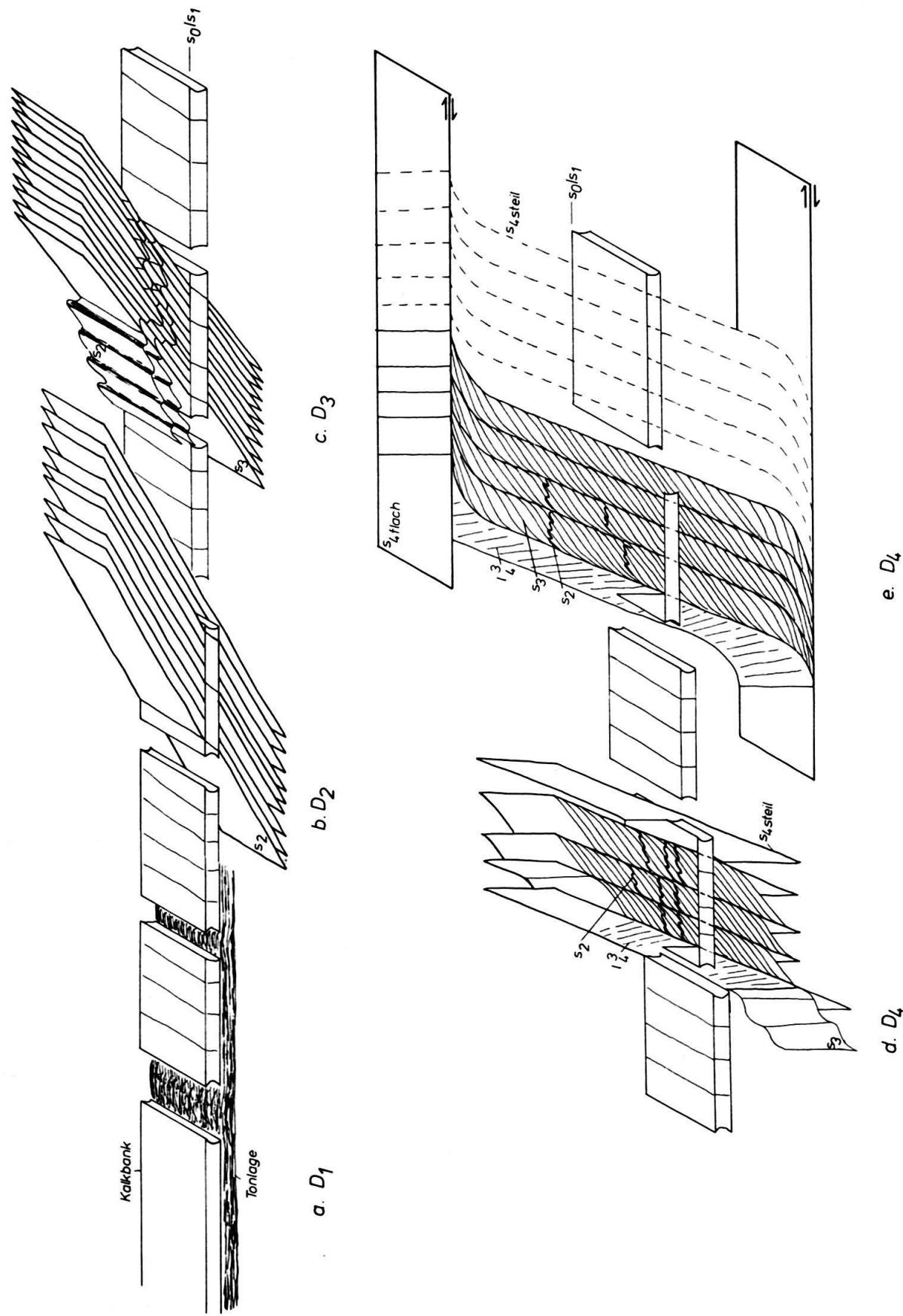


Fig. 5. Blockbilder der Kleinstrukturen im «Lias calcaire» am Château de la Soie.

größeren Körnern kommt es zur Ausbildung von Faserbärten, die vereinzelt verschert sein können (Fig. 8b). In Quarznestern und -lagen kann im Dünnschliff oftmals eine schichtparallele Plättung anhand von gelängten Subkörnern beobachtet werden. Die Achsenverhältnisse in diesen Körnern betragen durchschnittlich $x:y:z = 0,4:1,6$.

Mineralneubildungen entstehen auf den älteren Schieferungsflächen, Muskowit auf s_1 und s_2 , Chloritoid prä- bis syn- s_2 , aber immer diskordant zu s_1 .

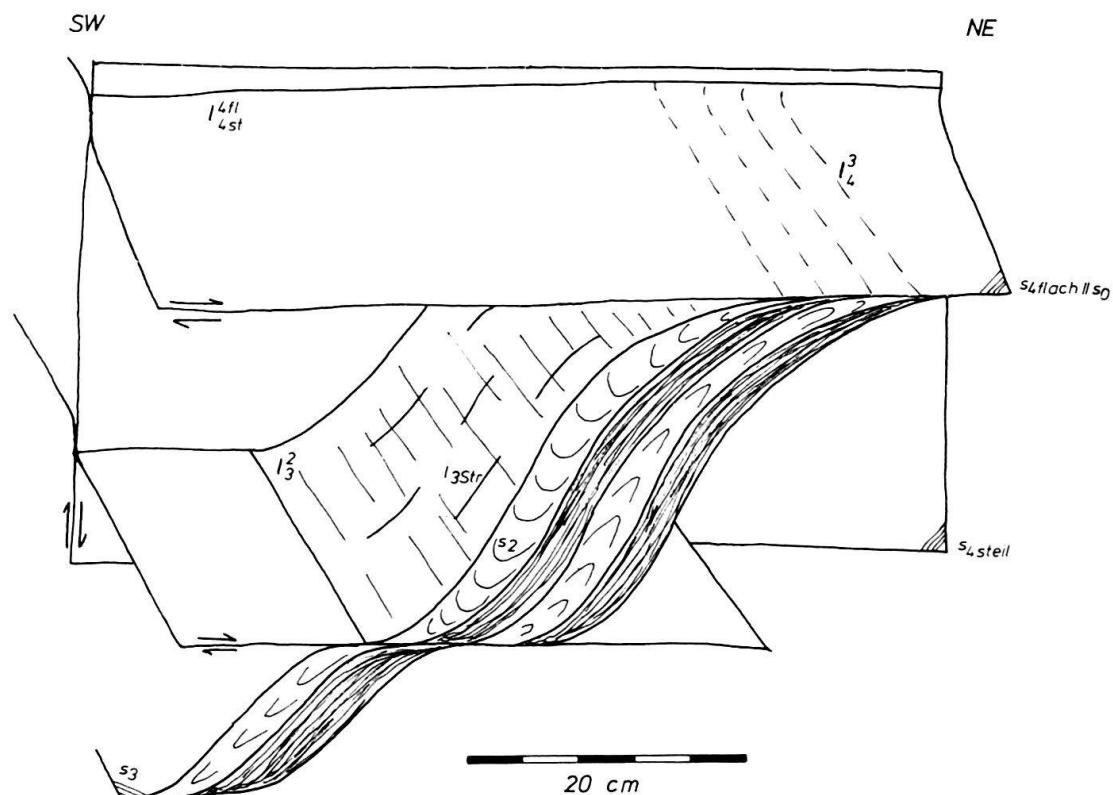


Fig. 6. Kleinstrukturen im «Lias calcaire» an der Strasse Grimisuat–Botyre (nördl. Argnoud).

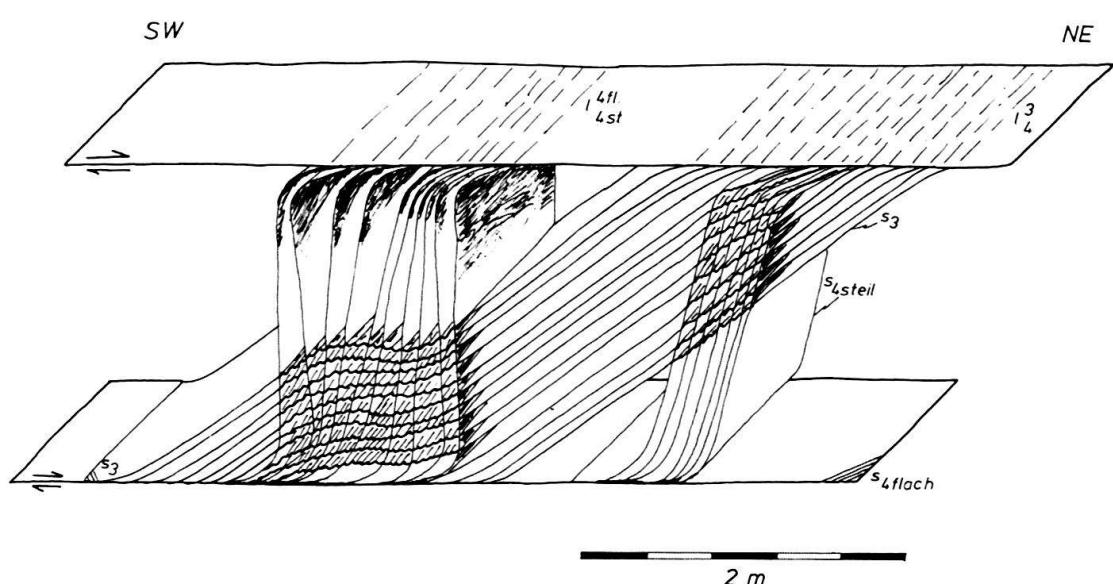


Fig. 7. Strukturen im «Lias schisteux», Arbaz–Le Lazier.

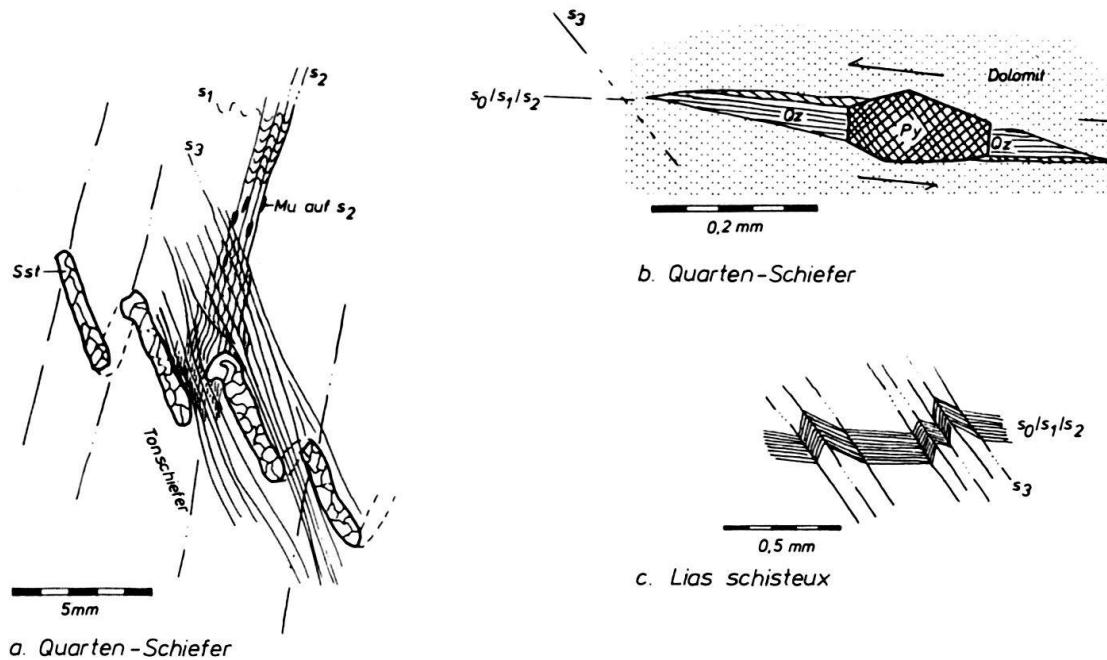


Fig. 8. Kleintektonische Phänomene aus der Zone von Ayent; a) Quartenschiefer Strasse Grimisuat-Arbaz Kote 1050 m ü.M., verfaltetes Sandsteinbändchen; b) Quartenschiefer Stade d'Arbaz, asymmetrische Faserbärt'e weisen auf Scherung während dem Wachstum hin; c) «Lias schisteux» Strasse Sion-Savièse bei La Muraz, D₃-Kinkbänder.

a) Deformationsphase D₁

Die Deformationsphase D₁ umfasst eine starke Einengung senkrecht zu s₀ und eine Dehnung SSW–NNE bis S–N. Am Château de la Soie und entlang der Bisse de Clavau werden die Kalkbänke in den Kalk–Mergel–Wechsellsagerungen im Meterbereich boudiniert und zusätzlich entstehen senkrecht zur Schichtung stehende Dehnungsklüfte (Fig. 4c und 5a). Oft findet man zwischen den Boudins (Fig. 4c) und in den Mergellagen Calcitausschwitzungen, die D₁ zuzuordnen sind. In mergeligen Kalken kann lokal eine schichtparallele Drucklösungsschieferung s₁ in den Boudins beobachtet werden (Fig. 4c und 4e). In den inkompetenten Horizonten ist s₁ von jüngeren Strukturen überprägt.

b) Deformationsphase D₂

Das Antiklinorium von Drône ist dieser Phase zuzuordnen. Andere gleichaltrige Falten konnten nicht gefunden werden. Da D₂ und D₃ homoaxiale Strukturen ausbilden, ist s₂ meist subparallel s₃ und unterscheidet sich nur in den Umbiegungen von dritten Falten von letzterem. In geeigneten Lithologien, in sandigen Mergelschiefern, kann s₂ erhalten geblieben sein. Am Château de la Soie fällt s₂ leicht steiler als die Schichtung gegen SSE ein und wird von F₃ verfaltet (Fig. 5c). Nördlich des Tunnels der Bisse de Clavau kann man ein zur Schichtung senkrecht stehendes s₂ beobachten. Es ist nur in Zonen wo s₄ fehlt, reliktisch erhalten (Fig. 4d und 4e).

c) Deformationsphase D₃

Die Hauptstrukturen in der Zone von Ayent werden von der Deformationsphase D₃ erzeugt. Grossfalten sind keine zu beobachten. Dagegen lassen sich vielenorts in der Trias

und im Lias zu D_3 gehörende Sekundärfalten finden. Sie verfalten s_0 und s_2 im 5–10 cm-Bereich in geschlossene nordvergente kongruente Falten. Im internsten Teil der Zone, an der Bisse de Clavau, 10 m westlich des Wasserschlusses (Fig. 4a), ist die Deformation bereits so stark, dass die geschlossenen Falten in Isoklinalfalten übergehen. Ausser langen, ausgedünnten und zerrissenen Schenkeln und einigen scharfen Umbiegungen ist nichts mehr erhalten geblieben. Zu F_3 gehört eine mittelständige Crenulationsschieferung parallel den dritten Achsenflächen. S_0 und s_2 sind meist in Mikrolithons erhalten geblieben (Fig. 4a, 4e, 5c und 6), falls sie nicht in s_3 hineinrotiert wurden. Mit zunehmender Inkompaktenz der Gesteine wird s_3 engständiger. In den Mergelschieferlagen verwischt die Hauptschieferung die älteren Strukturelemente ganz. 340 m nördlich des Wasserschlusses (Fig. 4c) werden die D_1 -Boudins in ein mittelsteiles, SE-fallendes s_3 hineinrotiert und die ursprünglichen Beziehungen zwischen s_0 und s_3 lassen sich nicht mehr ableiten. Die Calcitausschwitzungen der D_1 -Phase werden verfaltet (Fig. 4e). Am Château de la Soie, unweit vom Externrand der Zone von Ayent fächert sich s_3 auf und das Einfallen nimmt von 150/70 im Süden gegen Norden zu, bis s_3 nördlich von Pt. 843 überkippt (320/85) ist. Die Schichtung rotiert nicht mit und bildet zu s_3 einen gegen Norden zunehmenden Winkel von 20° bis 40°.

d) Deformationsphase D_4

Die späte Deformationsphase D_4 bildet in der Zone von Ayent zwei konjugierte weitständige Crenulationsschieferungen aus: $s_{4\text{ steil}}$ und $s_{4\text{ flach}}$. Meist beeinflusst $s_{4\text{ steil}}$ das flache s_4 , das Gegenteil ist jedoch auch zu beobachten, u.a. im «Lias schisteux» in Arbaz–Le Lazier (Fig. 7). $S_{4\text{ steil}}$ kann lokal fehlen, dagegen ist das flache s_4 immer ausgebildet. Im «Lias calcaire» erzeugt das steile s_4 eine steil südfallende, mittel- bis weitständige Crenulation mit vereinzelten kleinen, nordvergenten Sekundärfalten. Im «Lias schisteux» bildet $s_{4\text{ steil}}$ 1–5 m auseinanderliegende, bis 1 m breite Zonen intensiver Crenulation, wobei s_3 teilweise in offene nordvergente Falten gelegt wird.

$S_{4\text{ flach}}$ wirkt sich in beiden Lithologien in zur ursprünglichen Schichtung parallelen, weitständigen (0,3–1 m), flach südfallenden Scherzonen aus. Die älteren Strukturelemente werden gegen die Scherzonen hin abgebogen und es bilden sich die für die ganze Zone typischen sigmoidalen Strukturen aus. Der Schersinn von $s_{4\text{ flach}}$ ist immer von Südwesten bis Süden her aufschiebend.

e) Junge Brüche

Bei Luftbildauswertungen wurde ein System W–E bis WNW–ESE streichender Brüche gefunden, die die Rippen aus triasischen Dolomiten oder «Lias calcaire» meistens sinistral gegeneinander versetzen. Der horizontale Versetzungsbetrag übersteigt selten 50 m, obwohl eine Parallelisation der einzelnen Härtlinge nicht immer eindeutig möglich ist. Im Gelände sind diese Brüche nicht zu beobachten.

Schlussfolgerungen

Die flachmeerischen *triasischen* Sedimente unterliegen über das ganze Untersuchungsgebiet keinen lateralen faziellen Änderungen.

Während der *Lias-Zeit* findet eine Unterteilung des Faziesraumes statt. In der Zone von Ayent – sie umfasst das ursprüngliche triasisch-liasische Substrat der Wildhorn-Decke s.l. (Diablerets-Decke, Mont Gond-Decke und Sublage-Decke) –, werden offenmeerische Tonschiefer-Kalk-Serien vom Dauphiné-Typ abgelagert. Die Zone von Ayent bildete einen Trog, der beidseitig von einem Schelf begrenzt wird. Diese Senke kann gegen Osten mit der Zone von Termen parallelisiert werden, die in der Gegend des Nufenenpasses auskeilt. Ein analoger Trog, gefüllt mit Dauphiné-Sedimenten, ist aus der nördlichen Morcles-Decke beschrieben (MASSON et al. 1980). Dieser keilt gegen Osten aber bereits unter der Rawil-Depression aus. Nördlich der Zone von Ayent, im Lias des Catogne und bei Saillon und südlich davon, in den liasischen Abfolgen der späteren ultrahelvetischen Einheiten und der externsten penninischen Elemente (Niesen-Decke) gelangen auf Hochzonen sandig-tonige und spätere, neritische Abfolgen vom Typ der helvetischen Sandfazies zur Ablagerung.

Durch die Verbindung der Zonen von Ayent und Termen ist das Substrat der Wildhorn-Decke im südlichen Gotthard-Massiv und weiter südlich zu suchen, wie es auch MASSON et al. (1980) vorschlagen. Zusätzlich wird eine Parallelisation des neritischen ultrahelvetischen Lias mit den gleichaltrigen, südlich an die Zone von Termen anschließenden Serien in der oberen Val Bedretto, in der Val Toggia und auf der Alpe Sabbione (LEU 1985) ermöglicht.

Verdankungen

Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und für ihre Anregungen möchte ich den Herren P. Heitzmann, R. Herb, W. Nabholz, R. Trümpy und P. Zwahlen herzlich danken. Herr R. Schlatter bestimmte freundlicherweise den Lias-Ammoniten.

LITERATURVERZEICHNIS

BADOUX, H. (1945): La géologie de la Zone des Cols entre la Sarine et le Hahnenmoos. – Matér. Carte géol. Suisse, N. S. 84.

— (1971): Erläuterungen zum geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 58: Dt de Morcles. – Schweiz. geol. Komm.

BADOUX, H., BONNARD, E. G. & BURRI, M. (1959): Erläuterungen zum geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 35: St. Léonard. – Schweiz. geol. Komm.

BURRI, M. (1958): La zone de Sion–Courmayeur au Nord du Rhône. – Matér. Carte géol. Suisse, N. S. 105.

— (1981): Structures géologiques dans les racines helvétiques entre la vallée du Rhône et celle de la Drance. – Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. 98, 3–21.

BURRI, M. & JEMELIN, L. (1983): Erläuterungen zum geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 77: Sembrancher. – Schweiz. geol. Komm.

FERRAZZINI, B. (1981): Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.

LEU, W. (1985): Geologie der Sedimentzüge zwischen Griessee und Passo del Corno (Nufenengebiet, Wallis). – Eclogae geol. Helv. 78/3, 537–544.

— (1986): Die penninischen Sedimente in der Region Bedretto–Baceno–Visp. – Diss. Univ. Bern.

LISZKAY, M. (1966): Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. – Eclogae geol. Helv. 58/2, 901–965.

LUGEON, M. (1914–1918): Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. – Matér. Carte géol. Suisse, N. S. 30.

MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. (1980): Excursion No. 1: Helvetic Alps of Western Switzerland. In: Geology of Switzerland, Part B, Geological Excursions (p. 109–153). – Wepf, Basel.

MOSER, H.-J. (1985): Strukturgeologische Untersuchungen in der Rawil-Depression (Helvetische Kalkalpen zwischen Berner Oberland und Wallis). – Diss. Univ. Bern.

TRÜMPY, R. (1951a): Le Lias de la Nappe de Bex dans la Basse Gryonne. – Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 65, 161–182.

— (1951b): Sur les racines helvétiques et les «Schistes Lustrés» entre le Rhône et la Vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi). – Eclogae geol. Helv. 44/2, 338–347.

— (1971): Sur le Jurassique de la zone helvétique en Suisse. – Ann. Inst. geol. publ. hung. 54, 369–382.

WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und Oberalppass und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Diss. Univ. Bern.

Manuskript eingegangen am 23. Mai 1986
Revision angenommen am 3. Oktober 1986

