

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 78 (1985)
Heft: 2

Artikel: Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz
Autor: Funk, Hanspeter
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165655>

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: 08.02.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 78	Nr. 2	Seiten 249–272	Basel, August 1985
---------------------	---------	-------	----------------	--------------------

Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz

Von HANSPETER FUNK¹⁾)

ABSTRACT

Along a palinspastic north-south cross section through the Helvetic nappes in eastern Switzerland, four combined vertical profiles have been chosen to construct geohistorical diagrams (VAN HINTE 1978). The time span considered is from middle Triassic to early Tertiary.

Comparison of the four subsidence curves shows that the Helvetic shelf has not behaved as a single block since early Jurassic. In the south of the region studied, pronounced subsidence starts in the Lias, while in the northern area stronger subsidence begins only in the late Jurassic.

Flexures or listric faults in this proximal part of the northern tethyan margin seem to be responsible for the difference in subsidence history between north and south. The study cannot determine if the fault zones penetrate to the crystalline basement or if they are fully compensated in the sedimentary cover (e.g. in triassic evaporites).

Compared to more distal parts of continental margins, the subsidence in this shelf area is minor.

RÉSUMÉ

Le long d'une coupe palinspastique nord-sud dans les nappes Helvétiques en Suisse orientale quatre profils verticaux combinés ont été choisis pour construire des diagrammes géohistoriques (VAN HINTE 1978). Le temps entre le Trias moyen et l'Eocène a été considéré.

La comparaison des quatre courbes de subsidence montre que cette partie du shelf Helvétique n'a pas été un bloc stable. A partir du Jurassique ancien la partie sud subsidait plus rapidement que celle du nord, qui ne montre une subsidence plus prononcée qu'à partir du Jurassique récent.

Des flexures ou des failles listriques dans cette partie proximale de la marge septentrionale de la Téthys sont probablement la raison de l'évolution différente de l'histoire de subsidence dans les quatre régions étudiées. Il est pour l'instant impossible de déduire si ces failles descendent jusqu'au socle cristallin ou si elles se perdent dans les couches incomptables du Trias (Trias évaporitique).

Comparé aux régions plus distales des marges continentales la subsidence du shelf Helvétique est assez peu prononcée.

1. Einleitung

Im Rahmen eines Projektes, in welchem die Geschichte des Helvetischen Bereiches im Verlauf des Mesozoikum rekonstruiert werden soll, wird in der vorliegenden Arbeit dessen Dynamik aufgrund der Subsidenzgeschichte untersucht. Als Beispiel dient ein Querschnitt mit vier Vertikalprofilen im ostschweizerischen Helvetikum.

Das Helvetikum gehörte während des Mesozoikums zum proximalen Teil des nördlichen Kontinentalrandes der Tethys und enthält vor allem Schelfablagerungen.

¹⁾ Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

Im distalen Bereich eines Kontinentalrandes ist die Subsidenzgeschichte sowohl zeitlich wie räumlich eng verknüpft mit den Vorgängen im Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Kruste (Krustenausdünnung) (WATTS & RYAN 1976, KEEN 1979). Die thermische Geschichte spielt dabei eine wichtige Rolle. Bisherige Untersuchungen zeigen, dass sich der Verlauf der Subsidenzkurven um so stärker von einer idealen Sclater-Kurve (SCLATER et al. 1971) unterscheidet, je weiter das untersuchte Profil landwärts vom eigentlichen Kontinentalrand entfernt ist (WATTS & STECKLER 1979; HARDENBOL et al. 1981). Auch im Helvetischen Schelf ist vermutlich der thermische Einfluss wegen der nur wenig ausgedünnten Kruste gering.

Es soll gezeigt werden, ob die Unterschiede in der Entwicklung innerhalb des untersuchten Gebietes kontinuierlich oder sprunghaft sind, ob dieser innere Teil des Kontinentalrandes eine einheitliche Platte war oder ob, wie von verschiedenen Autoren vermutet (vgl. Kap. 6), eine Kippschollentekonik mit listrischen und Querverwerfungen nachzuweisen ist. Informationen über Absenkungsgeschwindigkeit (Subsidenzraten) können ebenfalls gewonnen werden.

Es soll auch untersucht werden, ob sich mit den Resultaten Aussagen über die Distanz zum eigentlichen Kontinentalrand machen lassen.

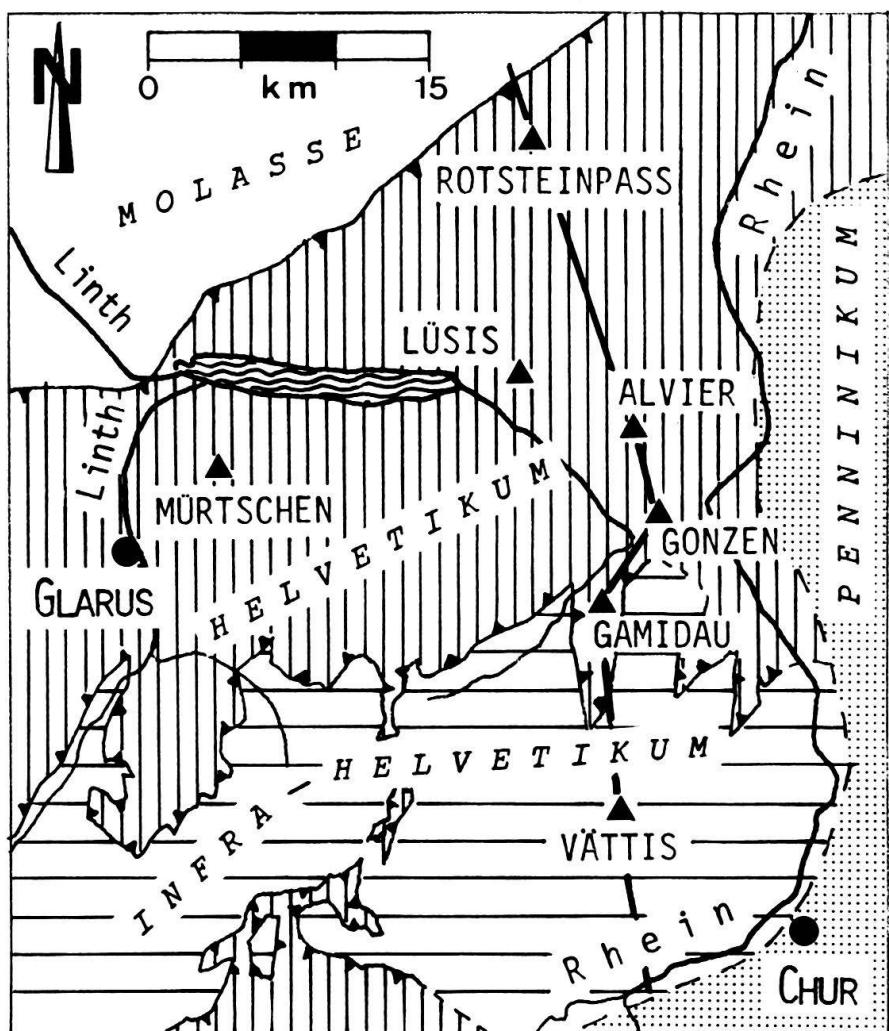


Fig. 1. Tektonischer Kartenausschnitt der Nordostschweiz mit den Aufnahmelokalitäten. Profilspur der Figur 2.

Als Hilfsmittel dienen uns geohistorische Diagramme (VAN HINTE 1978). Die tertiäre Geschichte des Helvetischen Bereiches wird in dieser Arbeit nicht berücksichtigt; vor allem deswegen, weil die Rekonstruktion der paläogeographischen Orte für die tertiären Einheiten der verschiedenen Decken sehr ungenau ist.

Angaben über die nachmesozoische Entwicklung im benachbarten Alpenvorland findet man bei LEMCKE (1974) und bei NAEF (1985).

2. Historisches

Diagramme, die die Absenkungsgeschichte eines geographischen oder paläogeographischen Ortes in der Zeit darstellen, sind nichts Neues. VAN HINTE (1978) gibt hierzu einen guten Überblick.

Als erster hat wohl GÜRICH (1896) solche Kurven für das polnische Mittelgebirge gezeichnet (VON BUBNOFF 1931, S. 44). Meist wurden in diesen älteren Diagrammen lediglich die Mächtigkeiten der Schichten berücksichtigt. Später hat man versucht, auch die Ablagerungstiefe in das Diagramm einzubeziehen. Die Berechnung der Kompaktion zur weiteren Verfeinerung der Kurven taucht erst in den neueren Arbeiten auf, so vor allem bei der Beschreibung der Arbeitsmethodik in VAN HINTE (1978) und HARDENBOL et al. (1981) (s.a. PERRIER & QUIBLIER 1974; COOGAN & MANUS 1975).

Alle neueren geohistorischen und Subsidenzdiagramme beruhen auf Bohrungen (LAUGHTON et al. 1972, S. 78; LEMCKE 1974) oder zumindest auf Feldaufnahmen in ungefalteten Gebieten mit mehr oder weniger zusammenhängenden Profilen (WINTERER & BOSELLINI 1981).

Meines Wissens wurde bisher nicht versucht, geohistorische Diagramme in Deckengebirgen zu erstellen. Die vorliegende Arbeit stellt einen Versuch in dieser Richtung dar.

3. Methodik

Beim Erstellen von geohistorischen Diagrammen sind mehrere Punkte zu berücksichtigen, von welchen hier auch solche diskutiert werden, die nur in Deckengebirgen auftreten:

- Auffinden eines allen Decken gemeinsamen paläogeographischen Ortes
- Zeitskala und Altersbestimmungen
- Bathymetrie
- Schichtmächtigkeiten
 - a) Erosion
 - b) Kompaktion
 - c) Tektonische Deformation
- Eustatische Meeresspiegelschwankungen

Da in dieser Arbeit vor allem die Art der Kurven und deren Vergleich untereinander interessiert, die Frage nach den Ursachen des unterschiedlichen Subsidenzverhaltens also nicht im Vordergrund steht, wurde auf eine Unterscheidung von tektonisch bzw. thermisch bedingter Subsidenz und Subsidenz bedingt durch sedimentäre Auflast verzichtet (VAN HINTE 1978, KEEN 1979).

3.1 Auffinden eines gemeinsamen paläogeographischen Ortes

Im Unterschied zu Bohrprofilen oder Feldaufnahmen in tektonisch wenig deformierten Gebieten ist es in Deckengebirgen notwendig, Profile zusammenzusetzen aus Deckenpaketen, die heute oft mehrere Zehner von Kilometern voneinander entfernt sind.

Dank der palinspastischen Profile von TRÜMPY (1969) lag eine gute Grundlage für diese Untersuchung bereit. Es mussten aber geeignete stratigraphische Profile der einzelnen Zeitabschnitte in den verschiedenen Decken gefunden werden. Die Details werden bei der Beschreibung der einzelnen Profile in Kapitel 4 diskutiert.

Auf Profil 1 (Tf. II) in TRÜMPY (1969) wurden vier zusammengesetzte Vertikalprofile ausgewählt (Fig. 2):

Vättis; Mürtschen (Fig. 1); Lüsits-Rotsteinpass; Gamidau-Gonzen-Alvier.

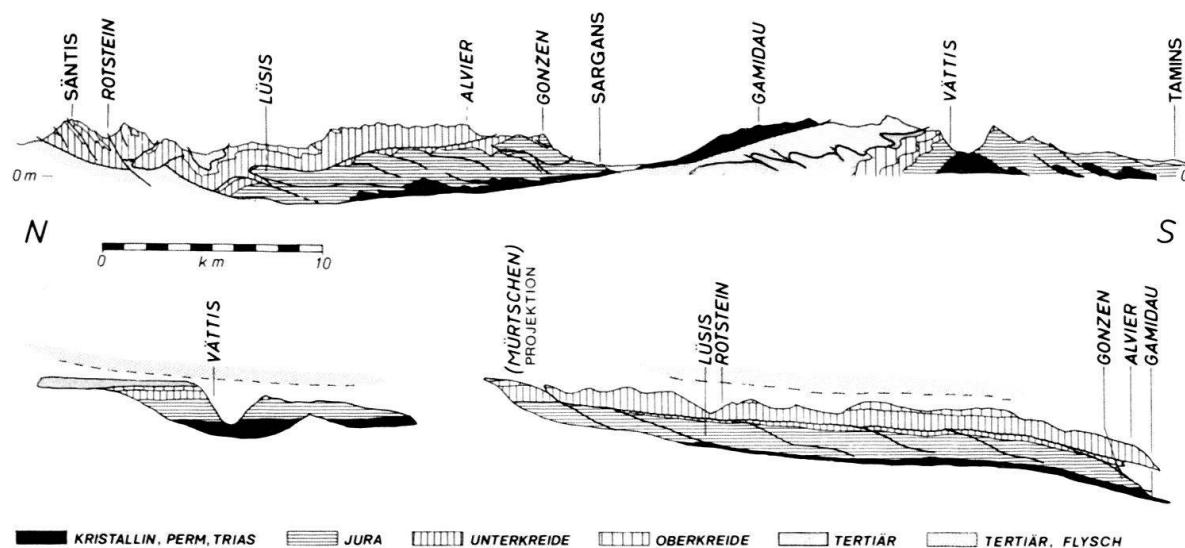


Fig. 2. Oben: Geologisches Querprofil zwischen Säntis und Vorderrheintal. (Spur vgl. Fig. 1) (nach TRÜMPY 1969, ergänzt). Unten: Palinspastisches Querprofil (aus TRÜMPY 1969).

Keine grossen Korrelationsschwierigkeiten ergaben sich für die Gebiete Vättis und Mürtschen. An beiden Orten sind gute und oft weitgehend zusammenhängende Profile beschrieben. Allerdings liegt das Gebiet Mürtschen (etwa) 20 km westlich der Verbindungslinie Vättis–Alvier, da im Osten gute Profile aus dem Ablagerungsraum der Mürtschendecke fehlen. Etwas schwieriger ist die Korrelation für die südlichen Profile: Im Profil Lüsits-Rotsteinpass sind die älteren Schichten bis und mit oberem Jura in der Lüsits-Schuppe nördlich des Seetales zugänglich. Die jüngeren Einheiten, ab tiefer Unterkreide, sind im Alpstein (Rotsteinpassgebiet) untersucht worden (vgl. Kap. 4.3). Dass hier eine grössere Unsicherheit über die Zusammengehörigkeit der einzelnen Profile besteht, ist selbstverständlich. Der Fehler beträgt aber kaum mehr als 5 km.

Noch etwas unsicherer ist die Übereinstimmung der paläogeographischen Orte im südlichsten Profil (vgl. Kap. 4.4). Der Trias-Anteil stammt aus dem Gebiet der Grauen Hörner (Gamidau), jene des Jura vom Gonzen, und die Kreide-Einheiten wurden in der Umgebung des Alvier studiert. Für die oberste Kreide und das Tertiär wählte ich Profile im Weisstannental. Der maximale Fehler in der seitlichen Zuordnung dürfte hier nicht mehr als 8 km betragen.

3.2 Zeitskala und Altersbestimmungen

Um die geohistorischen Diagramme vergleichen zu können, ist es notwendig, für alle dieselbe Zeitskala zu verwenden. In den letzten Jahren sind verschiedene Zeittabellen entworfen worden, die sich z. T. recht stark unterscheiden (Fig. 3).

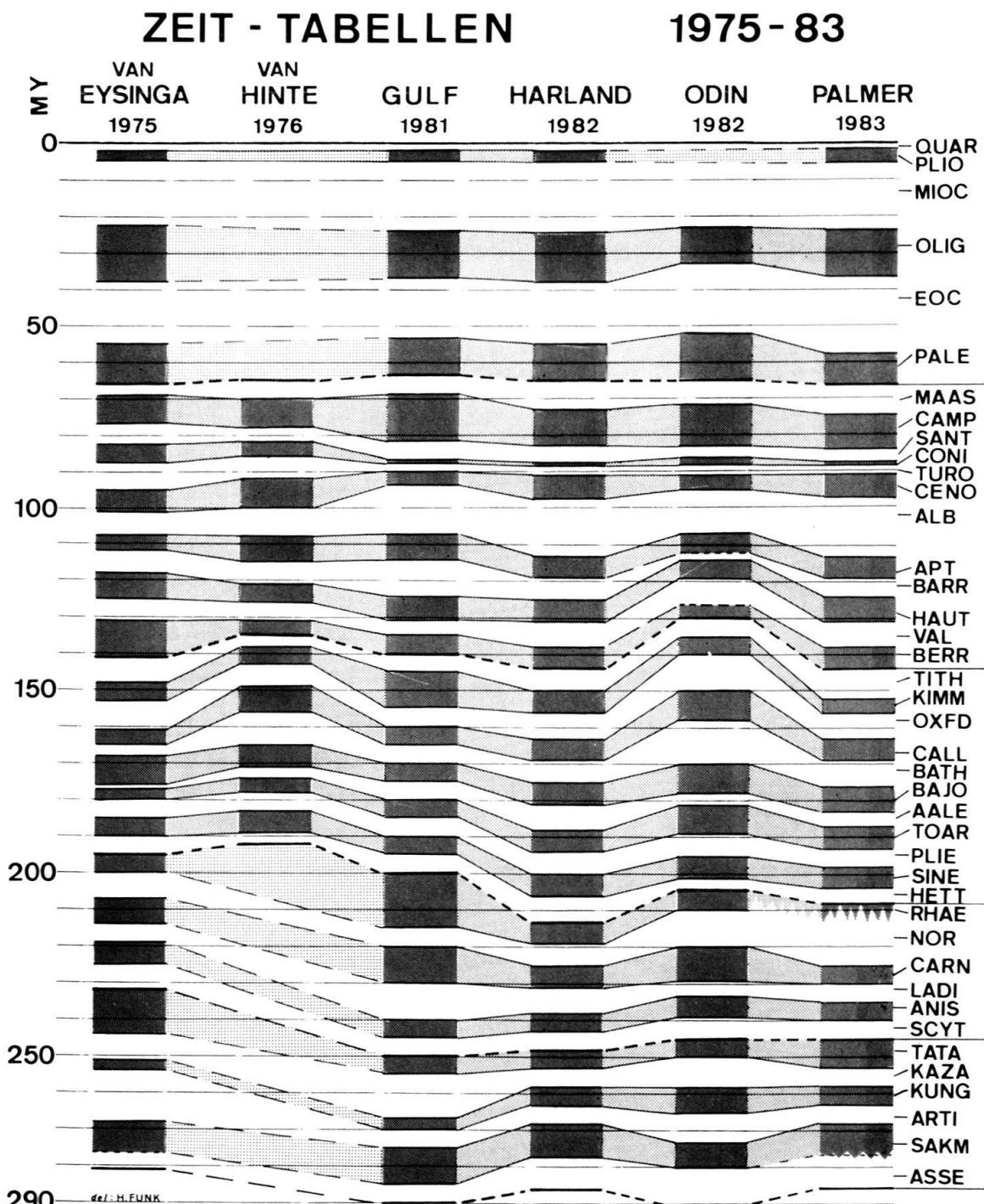


Fig. 3. Vergleich der chronologischen Gliederung ab jüngstem Paläozoikum nach verschiedenen Autoren. Man beachte die grossen Unterschiede in der Dauer einzelner Stufen (z.B. Kazanian, Rhaetian, Barremian, Coniacian).

Solche Differenzen haben auf die Berechnung von Subsidenzraten einen grossen Einfluss.

So ist es für die Subsidenzrate nicht unerheblich, ob das Albian 6 Mio. Jahre dauerte (VAN EYSINGA 1975) oder 15,5 Mio. Jahre (HARLAND et al. 1982). Ein Beispiel aus dem Übergang Jura–Kreide soll dies verdeutlichen: Die Kurve des südlichsten Profils ist in Figur 4 nach drei Zeitskalen dargestellt, jeweils bezogen auf eine absolute Zeitskala.

Nach ODIN (1982) nimmt die Subsidenzrate im Quintnerkalk (Kimmeridgian–frühes Tithonian) gegenüber den Schiltschichten (spätes Oxfordian) zu. Nach der Zeittabelle der Gulf Oil (1981) nimmt sie ab, nach derjenigen von PALMER (1983) bleibt sie etwa gleich.

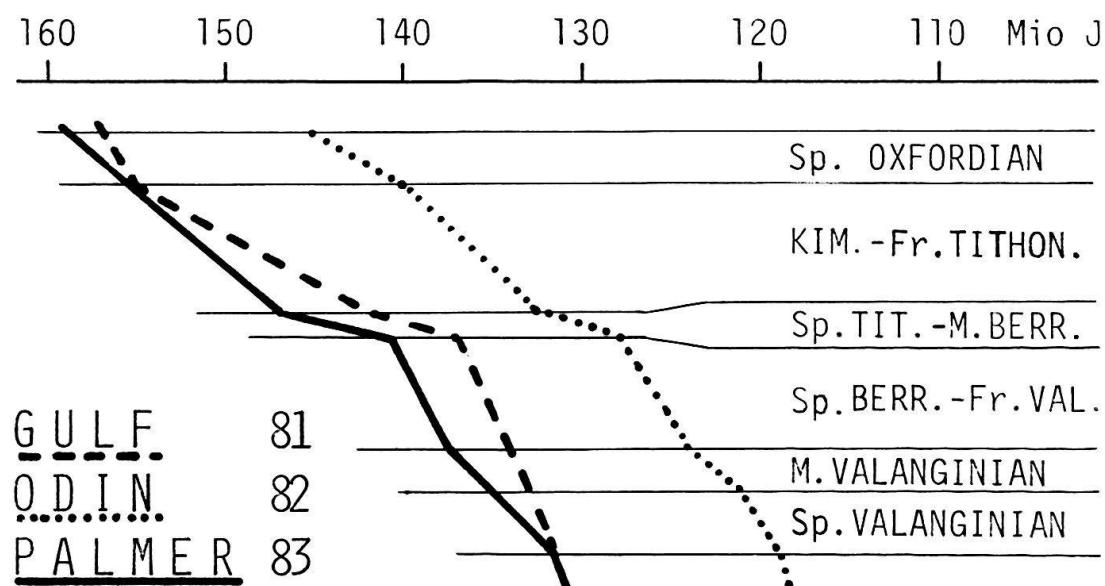


Fig. 4. Mit verschiedenen Zeittabellen können unterschiedliche Interpretationen entstehen. Nach der Tabelle von ODIN nimmt z. B. die Subsidenzrate im Quintnerkalk (Kimmeridgian–frühes Tithonian) gegenüber den Schiltschichten (spätes Oxfordian) zu. Nach der Tabelle der Gulf Oil nimmt sie ab, nach derjenigen von PALMER bleibt sie etwa gleich.

Wenn, wie in unserem Beispiel, keine zuverlässigen radiometrischen Daten zur Verfügung stehen, muss daher mit einer einheitlichen Zeitskala geoarbeitet werden. Gewählt wurde die Tabelle, welche PALMER (1983) für die Geological Society of America zusammengestellt hat.

Auch die eigentliche Altersbestimmung der verschiedenen Schichten in den gewählten Profilen ist nicht immer einfach. In den wenigsten Fällen lagen Altersbestimmungen aus den direkt untersuchten Profilabschnitten vor. Meist mussten Vergleiche auf lithostratigraphischer Basis aus benachbarten Gebieten mit gleicher oder sehr ähnlicher Abfolge herangezogen werden. Dieser Methode haftet natürlich das Risiko der Ungenauigkeit an. Es wurden deshalb nur Zeitpunkte in der Abfolge gewählt, die sich einigermassen genau einengen lassen (max. Fehler etwa ± 3 Mio. Jahre. In der Trias dürfte die Fehlergrenze etwas höher liegen.)

3.3 Paläobathymetrie

Neben der Mächtigkeit ist die Bathymetrie (Paläobathymetrie) der wichtigste Faktor bei der Erstellung geohistorischer Diagramme. Da eine exakte Erfassung der Tiefenlage eines Sedimentationsmilieus nur in speziellen Fällen möglich ist, z. B. für die Küstenlinie, muss ein enges Intervall der möglichen Tiefenlage angestrebt werden.

LIEBAU (1980) hat die Problematik der paläobathymetrischen Bestimmung in Flachmeergebieten ausführlich diskutiert. In der Literatur fehlen meist Zahlenangaben, und Begriffe wie Plattform, Schelf, Infralitoral usw. werden von den verschiedenen Autoren sehr unterschiedlich angewendet.

Auch sorgfältige Analysen rezenter Sedimentationsverhältnisse (z. B. HOLLISTER et al. 1972) sind angesichts der quartären Entwicklung (starke Meeresspiegelschwankungen, Klimaveränderungen in geologisch kurzer Zeit) mit grösster Vorsicht auf fossile Vorkommen zu übertragen (vgl. auch LIEBAU 1980, S. 175).

Trotzdem musste versucht werden, eine sinnvolle Abschätzung der Sedimentationstiefe vorzunehmen. Die benutzten Werte beruhen einerseits auf bathymetrischen Angaben der Autoren oder, wo solche fehlen, auf deren Angaben über die Art des Sedimentes, Sedimentstrukturen und Fossilinhalt sowie auf eigenen Untersuchungen.

3.4 Mächtigkeiten

Am einfachsten zu erfassen wären die Mächtigkeiten der einzelnen lithologischen Einheiten. Allerdings sind die heute im Feld gemessenen Mächtigkeiten nicht die ursprünglichen, welche für die Erstellung der geohistorischen Diagramme benötigt werden. Verschiedene Korrekturen sind zur richtigen Formung der Subsidenzkurve notwendig.

Dabei werden folgende Abkürzungen verwendet:

M_h = gemessene heutige Mächtigkeit

M_k = Mächtigkeit vor der tektonischen Deformation, nach Kompaktion

M_0 = ursprüngliche Mächtigkeit nach der Sedimentation

Erosion: Einzelne Einheiten wurden vor der Ablagerung der nachfolgenden Schicht ganz oder teilweise erodiert. Dies betrifft vor allem die jüngeren Einheiten der Trias sowie im nördlichen Faziesbereich Teile des Lias und den oberen Schrattenkalk. Da das Ausmass dieser Erosion im regionalen Rahmen quantitativ nicht zuverlässig erfasst werden kann, wurde sie in den vorliegenden Diagrammen nicht berücksichtigt.

Kompaktion: Für die Berechnung der Kompaktion müssen wir die ursprüngliche Mächtigkeit (M_0) kennen. Diese ist durch unterschiedliches «Aufblasen» der vororogenen Mächtigkeit (M_k) jeder Schicht zu rekonstruieren.

Unterschiedliche Lithologien benötigen eine unterschiedliche Behandlung.

Die ursprüngliche Mächtigkeit (M_0) von Tonen und stark tonhaltigen Gesteinen kann mit Hilfe der vororogenen Mächtigkeit (M_k) aus der Tabelle von PERRIER & QUIBLIER (1974, S. 516) herausgelesen werden. Mit derselben Tabelle wird bei der Konstruktion der Subsidenzkurve jede Schicht schrittweise entsprechend der Überlast wieder auf ihre vororogene Mächtigkeit (M_k) reduziert (Fig. 5).

Aus Gründen der Vereinfachung und weil der Fehler verantwortbar erscheint (vgl. SHINN et al. 1977), wurde für feinkörnige Karbonatgesteine (Mudstones und Wackestones) sowie für feinkörnige Mergel ebenfalls die Tabelle von PERRIER & QUIBLIER (1974) benutzt.

Für grobkörnige Karbonatgesteine (Grainstones, Packstones usw.) geben COOGAN & MANUS (1975) Werte des Kompaktionsindex zwischen 0 und 87%. Hier spielt die Beurteilung von Dünnschliffen eine grosse Rolle, da die Art der Zementation berücksichtigt werden muss. Oft verdeckt aber die tektonische Deformation Informationen über die

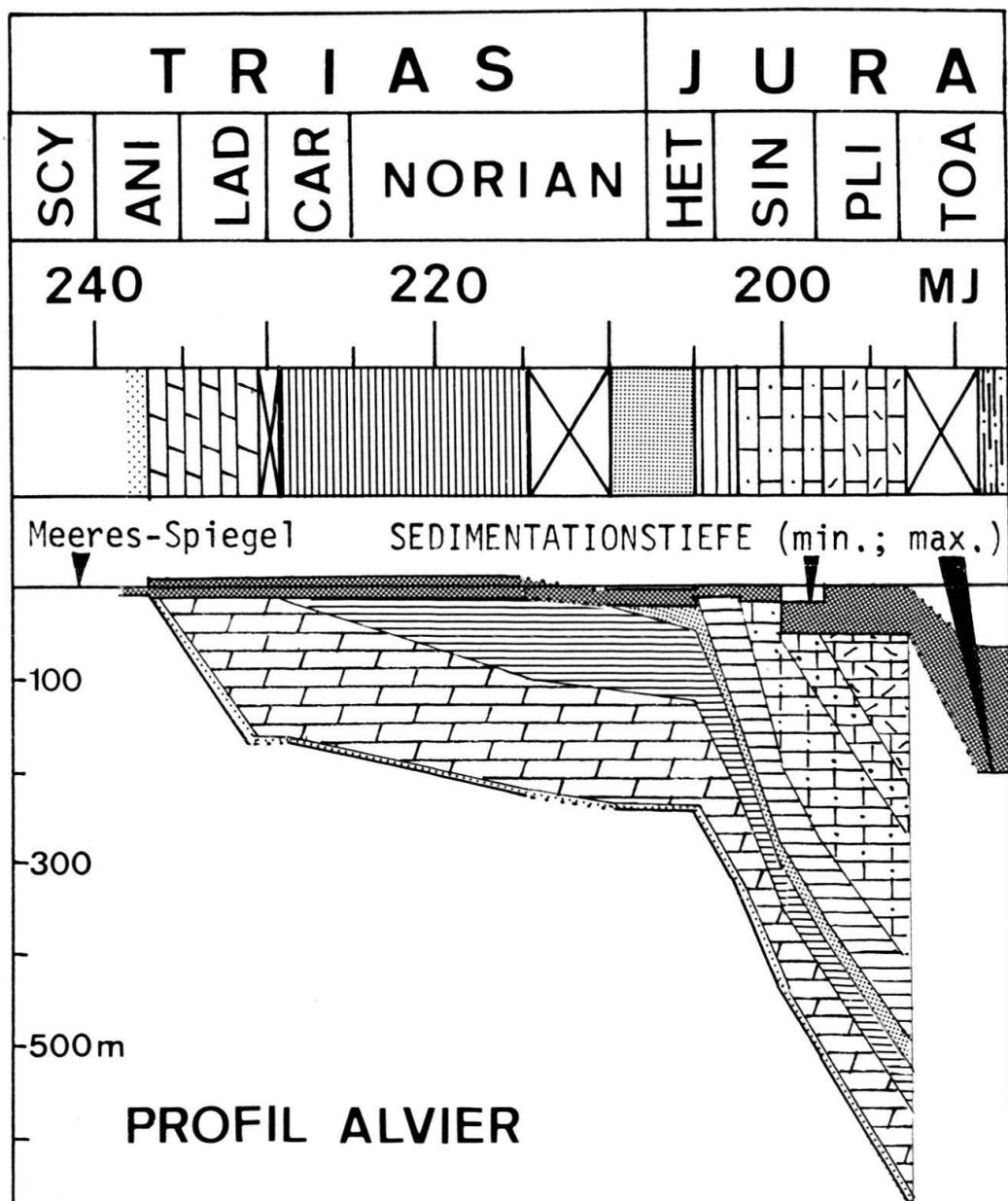


Fig. 5. Jede Schicht wird wegen der Überlagerung durch weitere Sedimente allmählich in ihrer Mächtigkeit reduziert, bis sie den Wert vor der tektonischen Deformation (M_k) erreicht hat. Man beachte die Veränderung in der horizontal gestreiften Schicht (Quartenschiefer).

Kompaktion (v.a. im Profil Vättis). So wurde die Dekompaktion dieser Gesteine zwischen 20 und 60% angenommen [$M_0 = (1,2 \text{ bis } 1,6)M_k$].

Für Sandsteine ist die Dekompaktion ebenfalls nicht sehr gross [$M_0 = (1,5 \text{ bis } 2,5)M_k$], wobei die frühe Zementation weniger wichtig ist als bei Karbonatgesteinen. Der grösste Teil der Kompaktion erfolgt erst bei einer Überlast von 1000 m und mehr (PERRIER & QUIBLIER 1974).

Im Bewusstsein, dass alle diese Berechnungen nur Annäherungen an die Wirklichkeit sein können, wurden Vergleiche der Kurven mit und ohne Korrektur der Kompaktion dargestellt (Fig. 6).

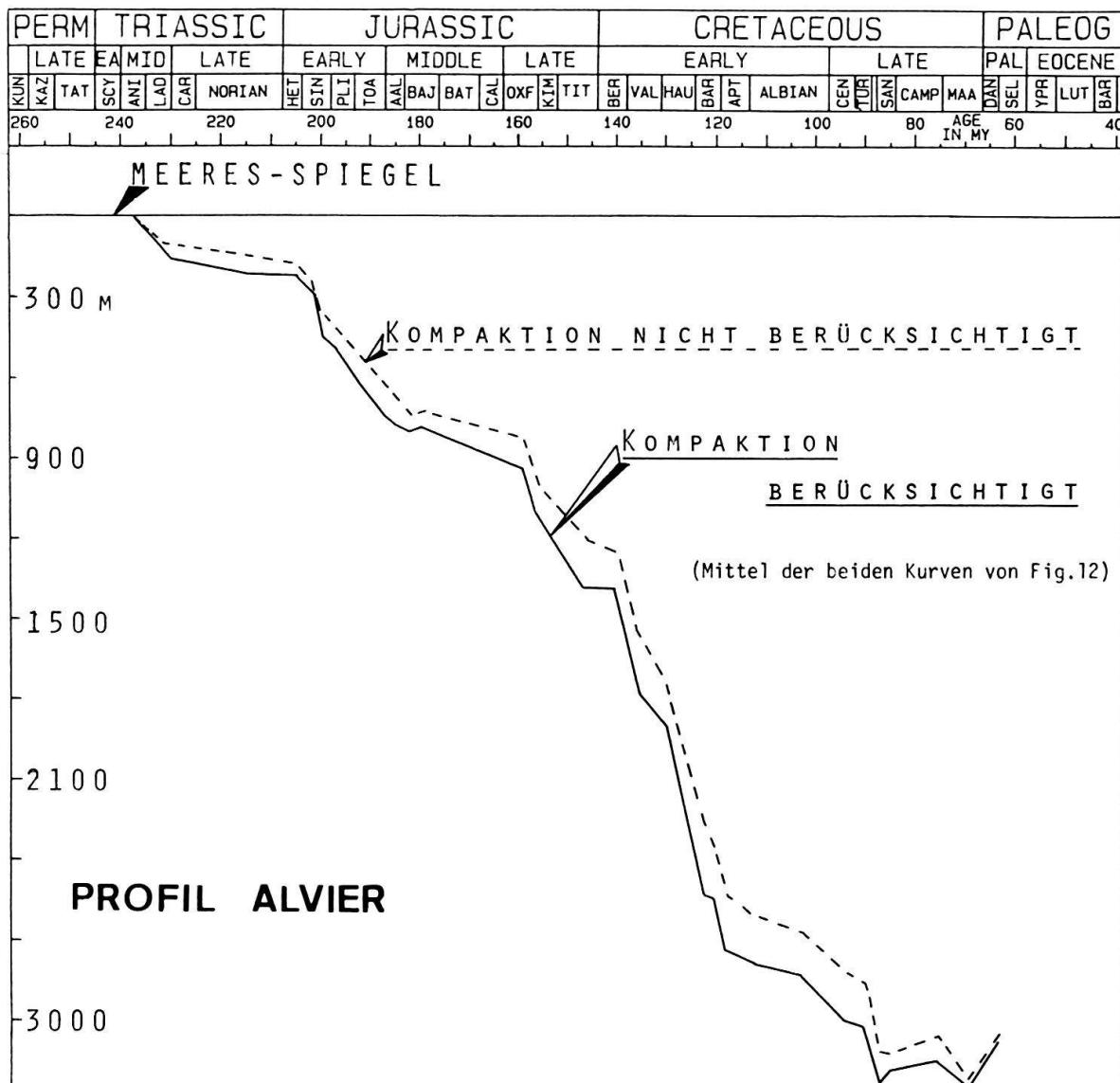


Fig. 6. Die Kurven zeigen den Subsidenzverlauf der Triasbasis. Durch die Berücksichtigung der Kompaktion wird die Subsidenzkurve geringfügig steiler und die gesamte Subsidenz etwas grösser.

Dabei zeigt sich, dass die Tendenzen der wichtigen Subsidenzphasen auch ohne Berücksichtigung der Kompaktion klar erkennbar sind. Dies ist auch der Grund, weshalb KEEN (1979, S. 510) keine Korrektur der Kompaktion vornimmt. Trotzdem wurde hier auf die erwähnte semiquantitative Methode der Kompaktionsberechnung nicht verzichtet, um die Subsidenzkurve besser den effektiven Gegebenheiten anzugeleichen.

Tektonische Mächtigkeitsveränderung: Die durch tektonische Ereignisse (Orogenen) sich ergebenden Veränderungen der Mächtigkeit setzen sich zusammen aus der Deformation und dem Ausmass der Drucklösung. Für das Ausmass der Deformation geben in einzelnen Horizonten deformierte Fossilien und Ooide oder deformierte Strukturen (Schrägschichtung, Reduktionsflecken) einen ungefähren Anhaltspunkt. Solche Vorkommen sind aber selten.

Ebenso wichtig, aber schwieriger zu erfassen ist das Ausmass der Drucklösung (Styrolithen). Quantitative Angaben sind im Moment nicht vorhanden. Ein Projekt, das Aus-

mass der Lösung im Helvetikum genauer zu erfassen, ist in Vorbereitung (D. Dietrich, Zürich, mdl. Mitt.).

Im Profil Vättis wurde je nach Art der Lithologie mit einer geschätzten Mächtigkeitszunahme zwischen 50 und 100% gerechnet [$M_k = (1,5 \text{ bis } 2) M_h$]. Dazu ist zu bemerken dass in diesem Gebiet (Tersolbach) die tektonische Deformation nicht sehr gross ist (A. Pfiffner, Neuchâtel, mdl. Mitt.). Würde aber die tektonische Mächtigkeitsveränderung nicht berücksichtigt, so erschiene die Subsidenzrate zu gering (Fig. 7).

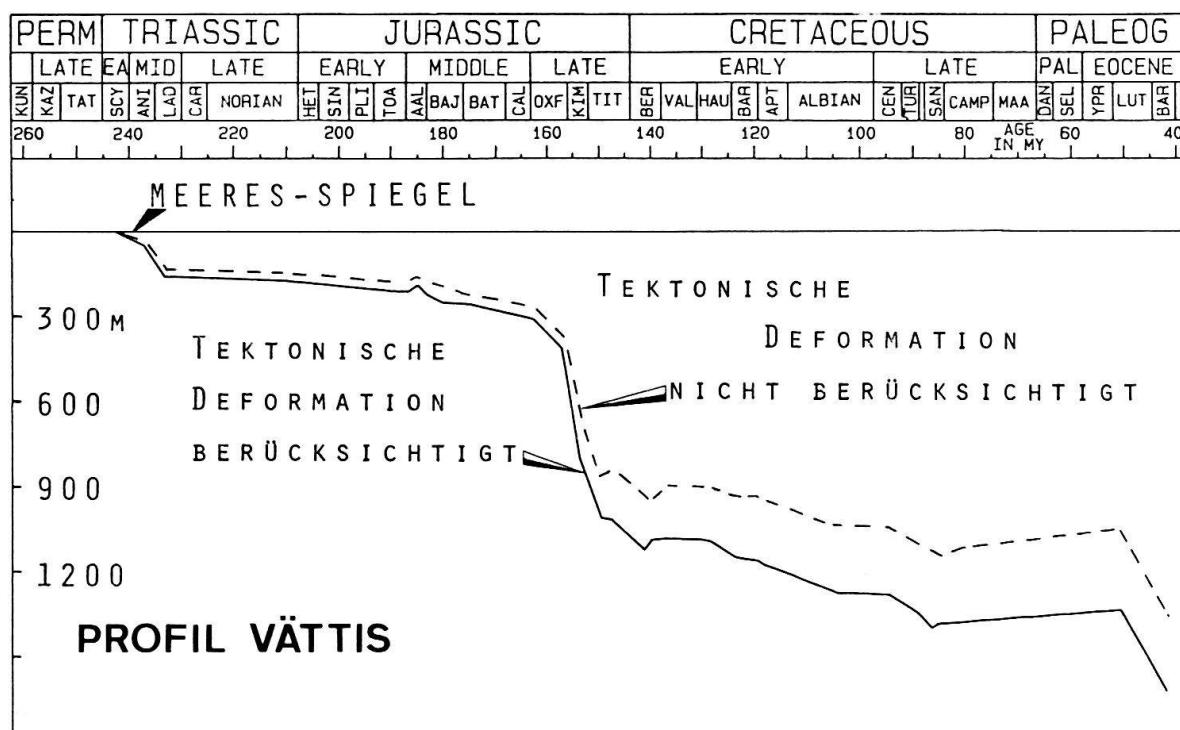


Fig. 7. In den tektonisch tieferen Einheiten kommt der tektonischen Deformation bei der Berechnung der ursprünglichen Mächtigkeit eine grosse Bedeutung zu.

In den übrigen Profilen dürfte das Mass der tektonischen Mächtigkeitsreduktion 30% kaum überschreiten ($M_k \approx 1,4 M_h$). Dies gilt aufgrund der Dünnenschliffstudien sicher für Kalke und Sandsteine, etwas unsicherer ist die Aussage bei Mergeln und Tonen.

Ferner ist auch die heutige Mächtigkeit (M_h) jener Schichten schwer zu beurteilen, in welchen die Überschiebungsbahnen liegen (v.a. Keuper und unterste Kreide). Es wurden hier lediglich die gemessenen Werte im Liegenden und Hangenden der Überschiebungen summiert, im Bewusstsein, dass es sich um Minimalwerte handelt.

Gesamthaft sind die in den Kurven berücksichtigten Mächtigkeitswerte eher zu gering als zu hoch. Gleiche Lithologien wurden jedoch gleich behandelt, so dass etwaige Fehler weniger Einfluss haben.

3.5 Eustatische Meeresspiegelschwankungen

Um festzustellen, wie gross der Einfluss von eustatischen Meeresspiegelschwankungen auf den Verlauf der Subsidenzkurven ist, wurde versucht, eine Kurve von Meeresspie-

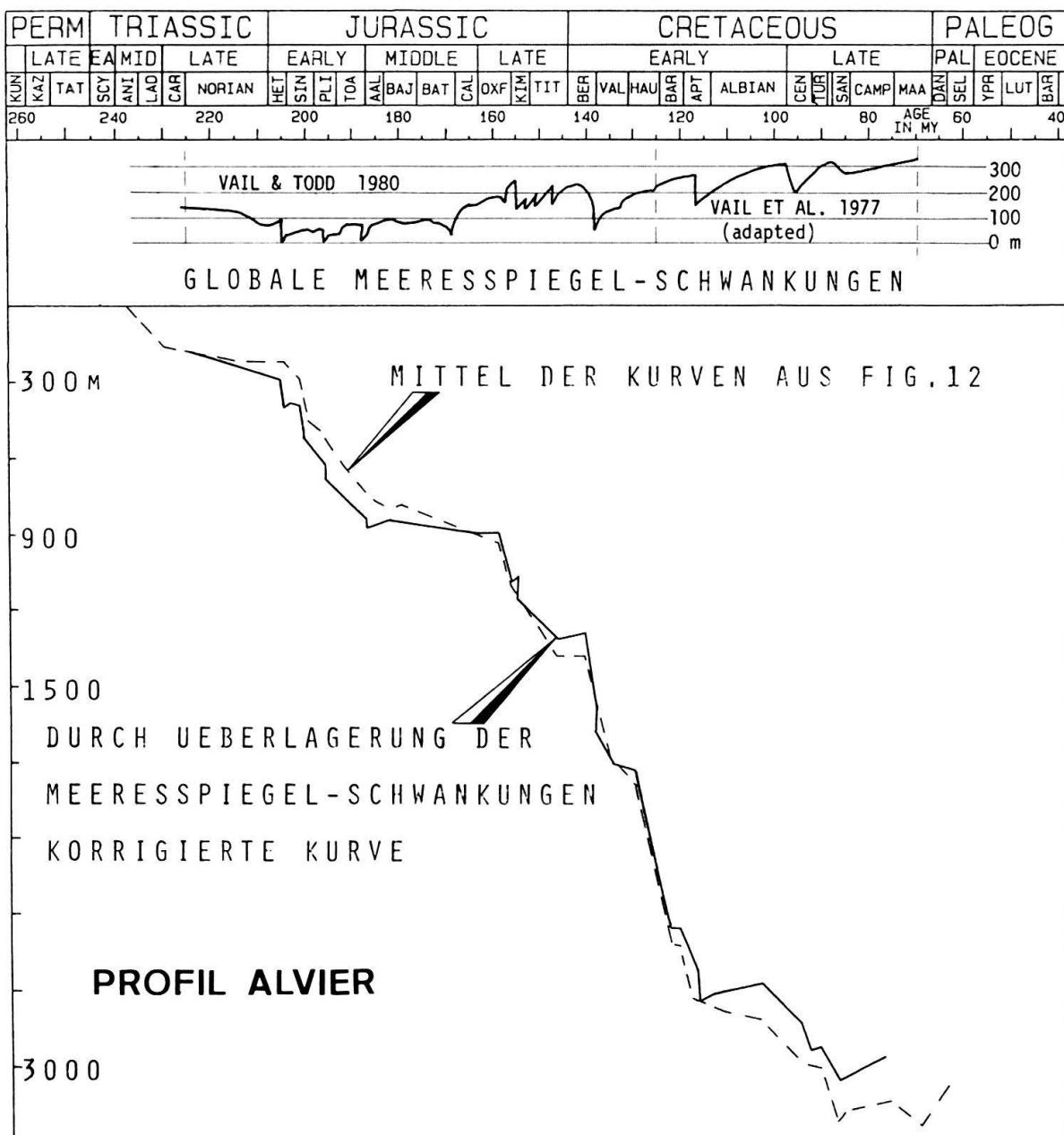


Fig. 8. Die Überlagerung der Subsidenzkurven mit der Kurve der Meeresspiegelschwankungen (VAIL et al. 1977, VAIL & TODD 1981) zeigt, dass der Verlauf der Kurve nur unwesentlich verändert wird. In den Figuren 9–12 sind diese Schwankungen nicht berücksichtigt.

gelschwankungen unseren Subsidenzkurven zu überlagern. Gewählt wurden die Kurven von VAIL et al. (1977) und VAIL & TODD (1981).

Trotz der Kritik, der die Kurven von VAIL et al. (1977) und die Methodik ihrer Generierung ausgesetzt sind (z. B. MÖRNER 1980, KERR 1980), werden sie doch auch heute immer wieder abgebildet (z. B. MIALL 1984).

Figur 8 zeigt aber, dass der Einfluss auf den Verlauf der Subsidenzkurve z. B. im südlichsten Profil sehr gering ist, verglichen mit dem Einfluss der tektonischen Deformation (Fig. 7) oder der Bathymetrie (Fig. 9–12).

In der Darstellung der Subsidenzkurven wurde daher auf die Berücksichtigung der eustatischen Meeresspiegelschwankungen verzichtet.

4. Profile

In diesem Kapitel sollen die Unterlagen diskutiert werden, die zur Konstruktion der Subsidenzkurven verwendet wurden. Die vier Profile werden von – paläogeographisch – Norden nach Süden behandelt.

4.1 Vättis

Zwei Gebiete wurden für das Profil Vättis gewählt: Für die tieferen Einheiten (Melser Sandstein–Schiltschichten) das Kreuzbachtobel nördlich von Vättis, ab dem Quintnerkalk die Bachrunse südlich der Alp Tersol.

In der *Trias* basieren die Datierungen vor allem auf lithostratigraphischen Vergleichen (BRUNNSCHWEILER 1948, TRÜMPY 1962) oder faciellen Deutungen (ROHR 1926, FRANK 1930). Hier wurde der Melser Sandstein nach der Deutung von ROHR (1926) und TRÜMPY (1962) als Basis des Rötidolomites und Äquivalent des unteren Muschelkalkes ins Mittelanis gestellt. Die Mächtigkeiten wurden dem Profil BRUNNSCHWEILERS (1948) entnommen.

Die Sedimentation fand in einem sehr flachen Meer (Melser Sandstein, Rötidolomit), z. T. in seichten Lagunen (Rauhwacke) statt (BRUNNSCHWEILER 1948). Die Bildung der Quartenschiefer ist stark kontinental beeinflusst. Ob das Gebiet zeitweise trockenfiel, ist bisher nicht sicher nachgewiesen (BRUNNSCHWEILER 1948, RICHTER 1968). Aufgrund lithostratigraphischer Vergleiche mit dem Schweizer Jura fehlen hier die untersten Schichten des Keupers.

Der *Lias–Dogger*-Anteil des Kreuzbachtobels wurde von TOLWINSKY (1910) und DOLFFUSS (1965) beschrieben. SCHWARZ (1974) untersuchte die Breccie mit Toarcian-Fossilien, welche von DOLFFUSS (1965) zusammen mit dem hangenden Echinodermen-Spatkalk in die Molser Serie gestellt wurde. Dieser Echiondermenspatkalk muss zumindest teilweise schon in den Dogger (Opalinum-Zone) gestellt werden (SCHWARZ 1974).

Im Blegi-Oolith ist nur Callovian sicher nachgewiesen (DOLFFUSS 1965).

Die im Breccienhorizont angereicherten Fossilien weisen auf offenmarine Verhältnisse und Tiefen bis 300 m hin (SCHWARZ 1974). Allerdings ist der Inhalt dieser Breccie nicht autochthon, und die Matrix deutet eher auf geringere Meerestiefe. Auch die geringmächtigen Ablagerungen des Dogger dürften kaum in grosser Tiefe gebildet worden sein. Möglicherweise setzt im Callovian eine Tendenz zur Vertiefung ein (Blegi-Oolith).

Im *Malm* umfassen die Schiltschichten nach OBERHOLZER (1933) neben 3 m Schiltkalk (TOLWINSKY 1910) auch 50 m schiefrige Mergel zwischen Schiltkalk und eigentlichem Quintnerkalk. Biostratigraphisch auswertbare Fossilien fehlen in diesem Gebiet, und auch die Tiefenangaben sind spekulativ. Dasselbe gilt für den Quintnerkalk, der im Gebiet von Vättis seine grösste Mächtigkeit von 500 bis 600 m erreicht (TOLWINSKY 1910, OBERHOLZER 1933).

Erst der Korallenkalk (Troskalk), der ungefähr dem Tithon zugewiesen werden kann, lässt wieder Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu zu. Eine genaue Datierung ist zurzeit ebenfalls nicht möglich.

Auch aus den Zementsteinschichten konnten in diesem Gebiet weder faciell noch biostratigraphisch wichtige Organismen isoliert werden. Die Alterszuordnung beruht hier lediglich auf lithostratigraphischen Vergleichen. Mit Hilfe von Calpionellen konnte DIEGEL (1973) nachweisen, dass in der Mürtschen-Decke die Jura/Kreide-Grenze in die Zementsteinschichten zu liegen kommt. Eine detailliertere Milieudeutung fehlt.

Die Sedimente der *Kreide* wurden von verschiedenen Autoren im Tersolbach studiert (TOLWINSKY 1910, BURGER & STRASSER 1981). Bathymetrische Angaben sind z. T. möglich, biostratigraphische kaum. Die zeitliche Korrelation beruht auf lithostratigraphischen Vergleichen mit besser datierten Gebieten. Einzig die Turriliten-Schichten im «Gault» geben ein lokales Datum (Albian/Cenomanian). Die gesamte Unterkreide ist flachmarin. In der Oberkreide zeigt der Seewerkalk den üblichen feinkörnigen, pelagischen Habitus, ist hier aber rekristallisiert. Planktonische Foraminiferen sind nicht mehr erkennbar. Dass die geringe Mächtigkeit primär ist, geht daraus hervor, dass nicht etwa die mergeligen höheren Anteile fehlen, sondern dass sowohl diese, wie auch die Kalke, geringmächtiger sind als sonst in diesem Gebiet (TOLWINSKY 1910). Eine extreme tektonische Ausdünnung scheint aufgrund der Dünnschliffuntersuchungen nicht vorzuliegen. Nach OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) sind die Seewer Schichten nie jünger als Santonian. Vom *Tertiär* wurden nur die Assilinenschicht (mittleres Eozän) und etwa 150 m Globigerinenschichten berücksichtigt.

Wie bereits erwähnt, ist es sehr schwierig, diesem Gebiet einen bestimmten Flysch paläogeographisch richtig zuzuordnen, weshalb auf eine Weiterführung der Kurve verzichtet wurde.

4.2 Mürtschen

Das Profil Mürtschen liegt nicht auf der paläogeographischen Verbindungslien Vättis-Alvier (Kap. 3.1). Dies könnte zu einer verfälschten Interpretation führen, da die Fazieszonen sicher nur selten parallel zur heutigen Streichrichtung der Alpen verlaufen (vgl. z. B. TRÜMPY 1949, Fig. 19). Die vorgenommene projizierte Position des Mürtschenprofils im Querprofil ist sicher ungenau, stellt aber die bestmögliche Eingliederung dar.

Für die Mächtigkeiten der *Trias* wurde das Profil Robmen gewählt (Nr. 47 aus BRUNNSCHWEILER 1948). Sowohl für die Datierung wie für die Milieointerpretation gilt das bereits beim Profil Vättis (4.1) Gesagte.

Auch in diesem Profil fehlt im *Jura* der grösste Teil des Lias. Der Arbeit von DOLFFUSS (1965) ist das Profil «Mürtschendecke» für den Dogger entnommen. Die Milieudeutung erfolgte nach ihren lithofaziellen Beschreibungen. Ein «shallowing upward» wird für den gesamten Dogger angenommen (DOLFFUSS 1965, S. 515). Die in der Kurve (Fig. 10) benutzten Maximaltiefen sind eher zu gross als zu klein.

Mit der Bildung des Blegi-Oolithes setzt vermutlich eine neue Phase der Vertiefung des Ablagerungsmilieus ein.

Die Mächtigkeiten des Malm entstammen den Profilen von ALLENBACH (1961). Datierungen liegen aus den Schiltschichten (mittleres bis spätes Oxfordian) (OBERHOLZER 1933; C. Kugler, Zürich, mdl. Mitt) aufgrund von Ammonitenfunden vor. Der obere Quintnerkalk und der Troskalk können mit Hilfe von *Calpionella alpina* LOR. dem Tithon zugewiesen werden (ALLENBACH 1961).

Die feinkörnigen, pelagischen Sedimente des unteren Malm (Schiltschichten, Quintnerkalk) gehen über in die Flachwasserablagerungen des koralligenen Troskalkes. Die

Zementsteinschichten sind in eher tieferem Wasser abgelagert worden, wobei aber «slump»-Horizonte und grobklastische Kalke (Grainstones–Packstones) auf eine Hanglage hindeuten (DIEGEL 1973).

Auch die Mächtigkeiten der *Kreide*-Formationen stammen aus der Arbeit von ALLENBACH (1961). Für die unterste Kreide entnahm ich die Angaben über Alter und Fazies der Arbeit von BURGER & STRASSER (1981).

Die stratigraphische Eingliederung der übrigen Einheiten beruht auf lithostratigraphischen Vergleichen. Nur die Turriliten im obersten «Gault» und nicht weiter bestimmte Globotruncanen aus dem Seewerkalk geben einzelne Anhaltspunkte (ALLENBACH 1961). Die fazielle Deutung wurde aufgrund der Beschreibungen von OBERHOLZER (1933) und ALLENBACH (1961) vorgenommen.

4.3 Lüsис–Rotsteinpass

Diese Profil musste wegen der tektonischen Abscherung an der Kreidebasis aus zwei verschiedenen Gebieten zusammengestellt werden. Für die jurassischen Sedimente wurden nach der Abwicklung von TRÜMPY (1969) Profile in der Lüsис-Schuppe (nördliches Seetal) gewählt. Für die entsprechenden Kreide-Einheiten wurden im Alpstein im Gebiet des Rotsteinpasses Profile gesucht. Nicht berücksichtigt sind die zu diesem Profil gehörenden Formationen der Trias sowie jene der obersten Kreide und des Tertiärs.

Die Mächtigkeiten der *Jura*-Formationen stammen aus der Arbeit von KUGLER (1981), wo auch verschiedene Angaben über die Sedimentationstiefen zu finden sind. Die Datierung beruht zum grössten Teil auf lithostratigraphischen Vergleichen. Eine Ausnahme bildet die Reischiben-Serie (Horizont von Wolfingen, DOLLFUSS 1965, S. 482), für welche Bajocian–frühestes Bathonian angenommen wird. *Calpionella alpina* LOR. im obersten Quintnerkalk gibt uns wieder einen Altershinweis.

Der Profilteil der *Kreide* ist aus verschiedenen Arbeiten zusammengesetzt:

BURGER & STRASSER (1981)	Öhrlikalk und Vitznau-Mergel	Profil Rotsteinpass
STRASSER (1979)	Betliskalk	Profil 50
FUNK (1971)	Gemsmättlisch., Helvet. Kieselkalk, Altmannschichten	Profil 29
LIENERT (1965)	Drusbergschichten, Schrattenkalk	Profil 19
KEMPF (1966)	Gault, Seewer Schichten	Profil Rotsteinpass

Biostratigraphische Angaben findet man bei BURGER & STRASSER (1981), PANTIĆ & BURGER (1981), LIENERT (1965) und BOLLI (1944). Andere Alter sind aus benachbarten Profilen lithostratigraphisch interpretiert.

Die Milieudeutung erfolgte ebenfalls nach den oben erwähnten Arbeiten.

4. Gamidau–Alvier

Dieses südlichste Profil ist aus vier Gebieten zusammengesetzt:

Trias:	Gamidauer Alp, nördliche Graue Hörner
Jura:	Gonzen
Kreide:	Alviergebiet
Späte Kreide, Tertiär:	Batöni, Weisstannental

Alle Informationen über die *Trias* stammen vom Profil Gamidau (Nr. 93 aus BRUNNSCHWEILER 1948), jene über den *Lias* aus TRÜMPY (1949; Sammelprofil 1 und Detailprofile IAa, IIAb, IIIAa und IVAA).

Für den *Dogger* wurde wiederum die Arbeit von DOLFFUSS (1965) benutzt (Profil Alvier–Gonzen). Die bathymetrische Deutung erfolgte aufgrund der litho- und biofaziellen Angaben.

Der *Malm* ist nach dem Profil Pflastertobel (HEIM 1916) dargestellt. Auch die Datierung und Milieuinterpretation erfolgte nach dieser Arbeit.

Die Zementsteinschichten fehlen an dieser Stelle tektonisch. Aus den Vergleichsprofilen Mozentobel (HEIM 1916, interpretiert nach DIEGEL 1973, S. 36) mit 70 m und Strahlrüfi (DIEGEL 1973) mit 43 m ergibt sich für das Gebiet Gonzen eine minimale heutige Mächtigkeit (M_h) von etwa 40 m.

Der <i>Kreide</i> -Anteil ist hauptsächlich aus Profilen im Alviergebiet zusammengesetzt:		
H. Burger (mdl. Mitt)	Palfries-Schichten	
HEIM (1916)	Vitznau-Mergel	Fig. 129
STRASSER (1979)	Diphyoideskalk	Profil 56
FUNK (1971)	Helvetischer Kieselkalk, Altmannschichten	Profil 59, 58
BRIEGEL (1972)	Drusberg-Schichten–Gault	Profil Hurst–Arin
BOLLI (1944)	Seewer Schichten	Profil Nausalp
	Amdener Schichten	Schätzung

Das Profil Nausalp (BOLLI 1944) wurde deshalb gewählt, weil weiter im Osten aus tektonischen Gründen die Seewer Schichten auf wenige Meter reduziert sind (BRIEGEL 1972). Datierungen aus diesem Gebiet findet man bei FUNK (1971), BRIEGEL (1972) und BOLLI (1944).

Für die jüngste Kreide und das *Tertiär* wurde ein Profil bei Batöni (Weisstannental) gewählt (STACHER 1980, RÜEFLI 1959). Dieses Profil liegt zwar paläogeographisch nicht genau über den Alviergeprofilen, aber es ist doch repräsentativ für das südöstliche Helvetikum.

5. Diskussion der Subsidenzkurven

In den Figuren 9–12 sind die Subsidenzkurven der vier bearbeiteten Profile gezeichnet. Die Darstellung erfolgte in Anlehnung an das Schema in HARDENBOL et al. (1981). Die zwei obersten Kurven, die das gerasterte Feld begrenzen, zeigen die geschätzte minimale und maximale Tiefe des Ablagerungsmilieus. Darunter folgen zwei Subsidenzkurven, die jeweils den geschätzten Meerestiefen entsprechen.

Rechts ist die Stratigraphie mit den heute gemessenen Mächtigkeiten (M_h) dargestellt, wobei Angaben über Lithologie, Lithostratigraphie und Chronostratigraphie enthalten sind. Ganz rechts zeigen kleine Kreuze die Lage der tektonischen Trennungen oder die Grenze einheitlicher Aufnahmeabschnitte an (vgl. Kap. 4). Die lithostratigraphische Abfolge ist im Kopf der Darstellung oberhalb der Kurven wiederholt, wobei hier nicht mehr die Mächtigkeit, sondern die Sedimentationsdauer einer bestimmten Einheit gezeichnet wurde. Erosions- und Omissionsphasen sind durch ein diagonal liegendes Kreuz gekennzeichnet.

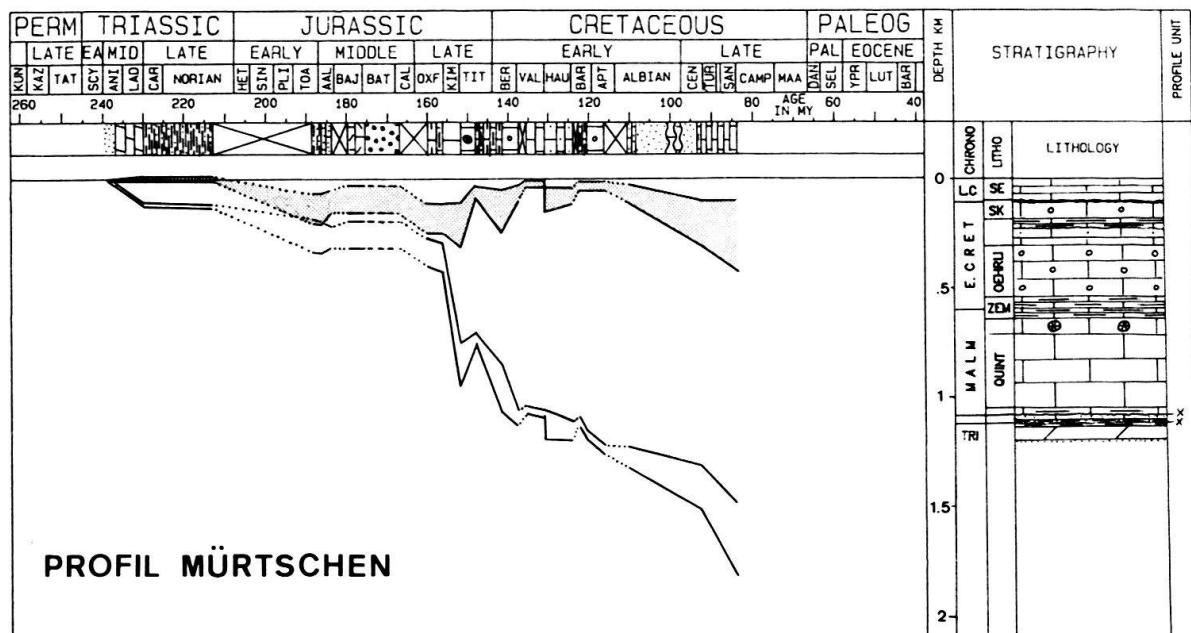
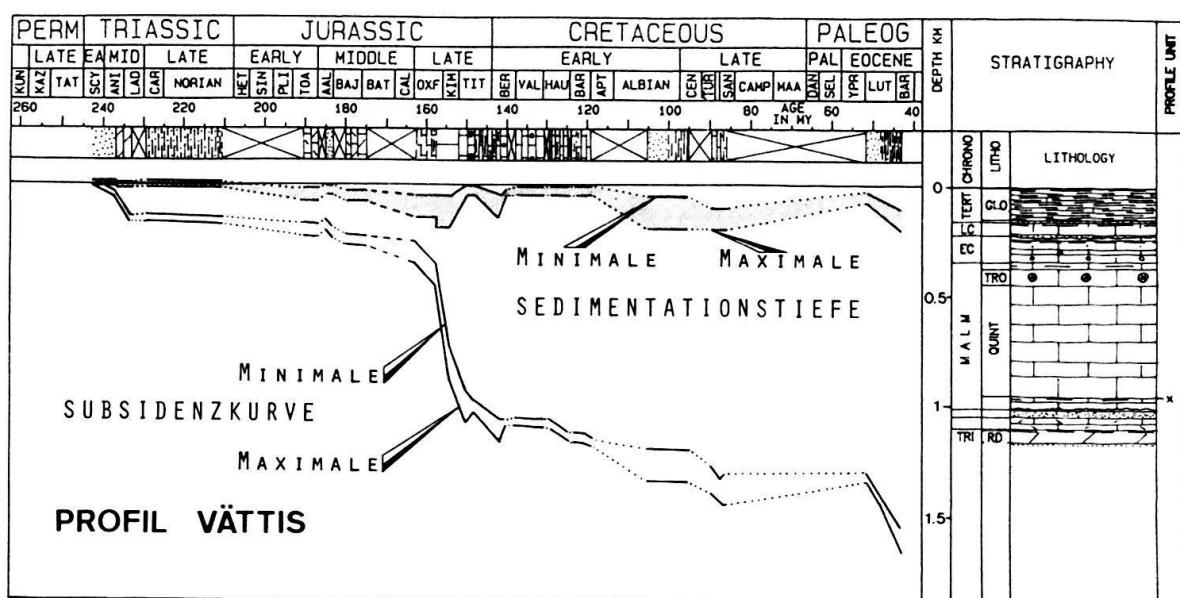
Für die Diskussion wurden die Kurven in einem Diagramm gemeinsam dargestellt (Fig. 13). Um diesen Vergleich übersichtlicher zu gestalten, wurde nur noch eine Kurve

pro Profil gewählt. Es handelt sich jeweils um eine Kurve, die für jeden Datenpunkt dem arithmetischen Mittel der zwei Kurven aus den Figuren 9–12 entspricht.

Es fällt auf, dass die Entwicklung in der Trias für die drei dort untersuchten Profile sehr ähnlich verläuft. Ob die starke Subsidenzrate (23 m/my) zwischen Anis und Ladin echt oder nur vorgetäuscht ist, hängt von der Genauigkeit der Datierung der Trias-Einheiten ab. Die Fragwürdigkeit dieser Daten wurde in Kapitel 4.1 diskutiert.

Fasst man die Trias-Einheiten zusammen, errechnet sich zwischen mittlerem Anisian und Ende Norian eine durchschnittliche Subsidenzrate von 7,6 m/my.

Der Beginn der Kurve des Profils Lüsits–Rotsteinpass wurde willkürlich festgelegt, in derselben Tiefe, welche die übrigen Profile in diesem Zeitpunkt ungefähr haben.



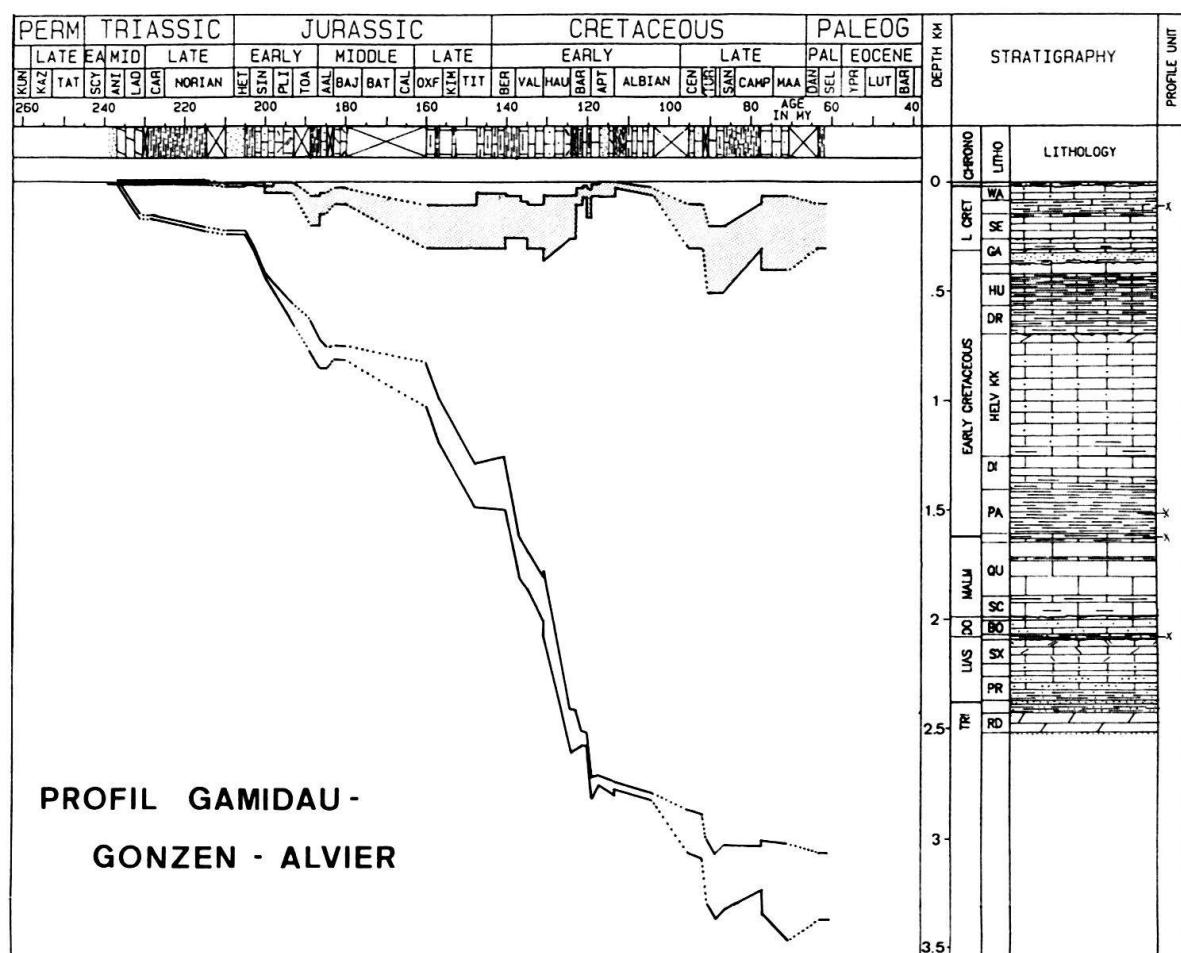
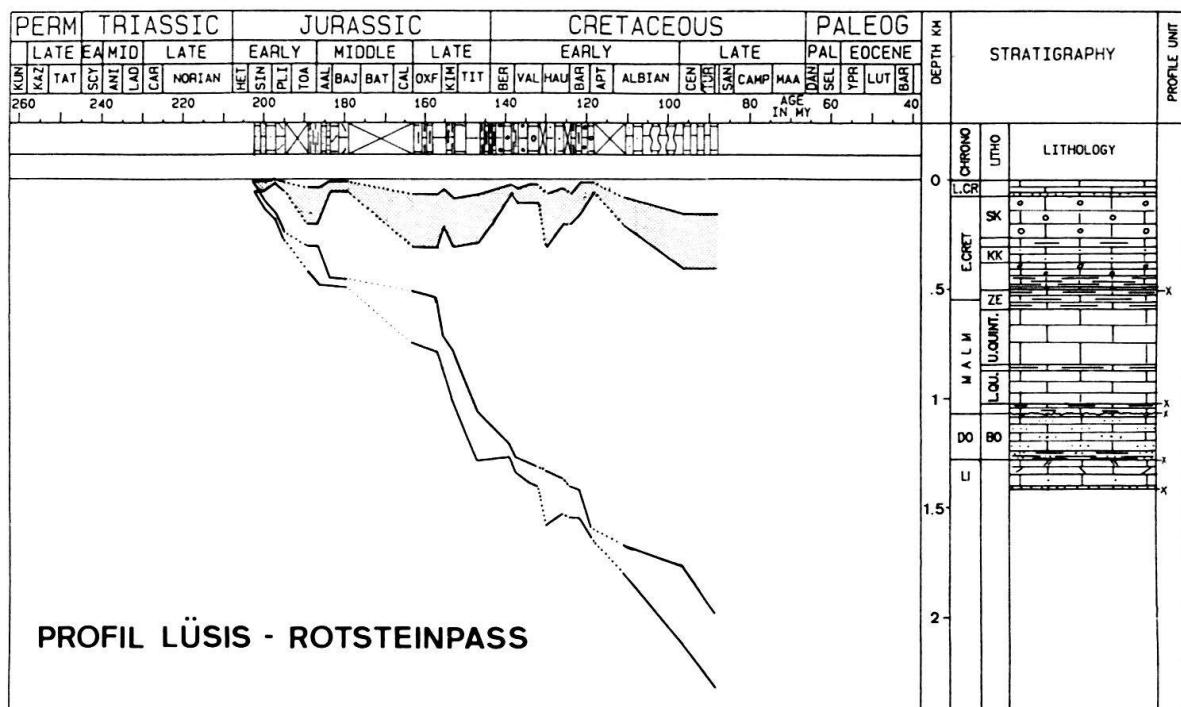


Fig. 9–12. Subsidenzkurven der vier ausgewählten Profile (Erläuterungen im Text).

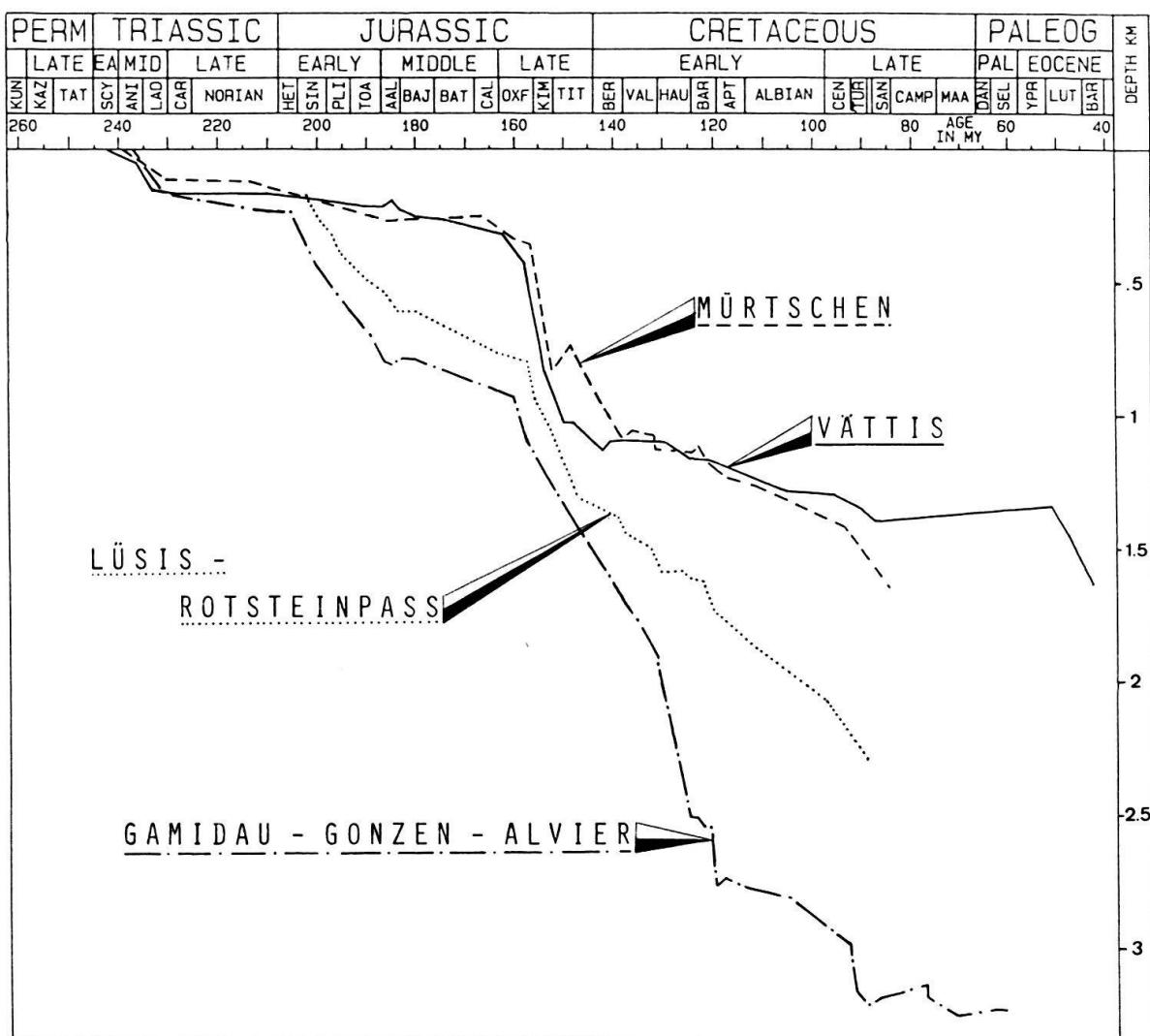


Fig. 13. Gegenüberstellung der vier Profile aus den Figuren 9–12. Gewählt wurde jeweils die Kurve, die dem arithmetischen Mittel der zwei Subsidenzkurven der jeweiligen Profile entspricht (Erläuterungen siehe Text).

Ab dem Sinemurian zeigt sich nun eine deutliche Aufspaltung der Kurven. Die Subsidenzrate der beiden nördlichen Profile bleibt weiterhin gering ($1,7 \text{ m/my}$ im Lias), während die beiden südlichen mit $17,4$ bzw. 26 m/my im gleichen Zeitraum 10- bis 15mal schneller subsidieren (vgl. auch TRÜMPY 1949). Im Dogger und untersten Malm (bis mittleres Oxfordian) ist die Subsidenzrate wieder ausgeglichen: $4,6 \text{ m/my}$ für die nördlichen, $5,8 \text{ m/my}$ für die südlichen Profile.

Während der Sedimentation des Quintnerkalkes (jüngstes Oxfordian bis ältestes Tithonian) ist ausnahmsweise die Subsidenzrate im Norden höher (77 m/my) als im Süden (43 m/my). Diese Anomalie war schon HEIM (1916, S. 504) aufgefallen.

Die Anhebung der Subsidenzkurve im Tithon in den nördlichen Profilen ist vermutlich nicht echt, sondern auf eine fehlerhafte Abschätzung des Sedimentationsmilieus im Quintnerkalk (zu grosse Tiefe) zurückzuführen. Bei Annahme einer geringeren Ablagerungstiefe würde natürlich auch der Verlauf der Kurve ausgeglichen.

In der Zeit zwischen Berriasian und mittlerem Aptian reduziert sich die Subsidenzrate im Norden stark ($4,8 \text{ m/my}$ bei Vättis); in den zwei mittleren Profilen ist sie ähnlich (Mürtschen 14, Lüsisc-Rotsteinpass 16 m/my). Sehr hoch ist sie dagegen im südlichsten Profil (50 m/my). Bis ins Santonian ist dann die Subsidenzrate in allen vier Profilen wieder sehr ausgeglichen (Vättis 6,5; Mürtschen 10; Lüsisc 12; Alvier 13 m/my).

In vielen Fällen widerspiegelt die Subsidenz eine Vertiefung des Sedimentationsmilieus, so vor allem in den zwei nördlichen Profilen zwischen später Trias und Oxfordian (Fig. 9–12). Ähnlich ist die Situation in der jüngeren Kreide in allen vier Profilen. In beiden Fällen geht die Subsidenzphase Hand in Hand mit einer transgressiven Phase.

Im Gegensatz dazu finden wir zwischen Kimmeridgian und Barremian generell eine Regression. Gleichzeitig erkennen wir aber eine Phase verstärkter Subsidenz, wobei im Jura die stärkste Subsidenzrate im Norden, in der frühen Kreide im Süden festzustellen ist.

Die durchschnittlichen Subsidenzraten der vier Profile zwischen mittlerem Anisian (240 my) und Coniacian (86 my) betragen:

Vättis: 8,4 m/my	Mürtschen: 10 m/my
Lüsisc: 14,6 m/my	Alvier: 20,6 m/my

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Entwicklung im osthelvetischen Schelf in allen Profilen bis in den älteren Lias ähnlich verlief. Ab diesem Zeitpunkt zeigen die südlichen Profile stärkere Subsidenz. Sehr stark ist sie vor allem im mittleren und späten Malm. Sodann flacht sie, mit Ausnahme der südlichsten Zone, wieder ab.

6. Ursachen der Subsidenzunterschiede und Schlussfolgerungen

Die Analyse von vier Subsidenzkurven in einem Querprofil in der Ostschweiz zeigt, dass sich der Helvetische Schelf während des Mesozoikums nicht als einheitliche Platte verhielt, sondern stark gegliedert war. Figur 13 zeigt zeitliche und räumliche Unterschiede in den verschiedenen Subsidenzkurven, die nicht allein durch unterschiedliche Kompaktion einzelner Sedimenttypen oder durch einheitliches Abbiegen der Schelfplatte erklärt werden können.

Frühere Arbeiten im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz haben verschiedentlich markante Wechsel in Mächtigkeit und Sedimenttyp über kurze Strecken aufzeigen können, die mit Flexuren oder Bruchzonen erklärt wurden (TRÜMPY 1949, GÜNZLER-SEIFFERT 1952, SCHINDLER 1959, HALDIMANN 1977, ISCHI 1978, FUNK & BRIEGEL 1979, STRASSER 1979, H. Burger, Zürich, in Vorb.) In einzelnen Fällen konnten auch Bewegungsphänomene (Slumps, Breccien usw.) auf der paläogeographischen Südseite solcher Bewegungszonen nachgewiesen werden (SCHINDLER 1959, FUNK 1971, HALDIMANN 1977, BURGER & STRASSER 1981).

In Figur 14 sind nun alle diese vermuteten Bruch- und Flexurzonen auf einer abgewinkelten Karte dargestellt sowie auch die Zeitspanne ihrer Aktivität. Die Bewegungszonen treten vor allem im mittleren und südlichen Bereich auf. Die Untersuchungen haben ergeben, dass bis in die mittlere Kreide keine grossen Unterschiede zwischen den Profilen Vättis und Mürtschen zu beobachten sind, was sich mit der Lokalisierung der Bewegungszonen in Figur 14 deckt. Die bereits von TRÜMPY (1949) festgestellte Bewegungszone in der östlichen Mürtschendecke, die vor allem im Lias wirksam war, kann nicht weiter gegen Südwesten verfolgt werden. Daneben scheint vor allem eine in den Churfür-

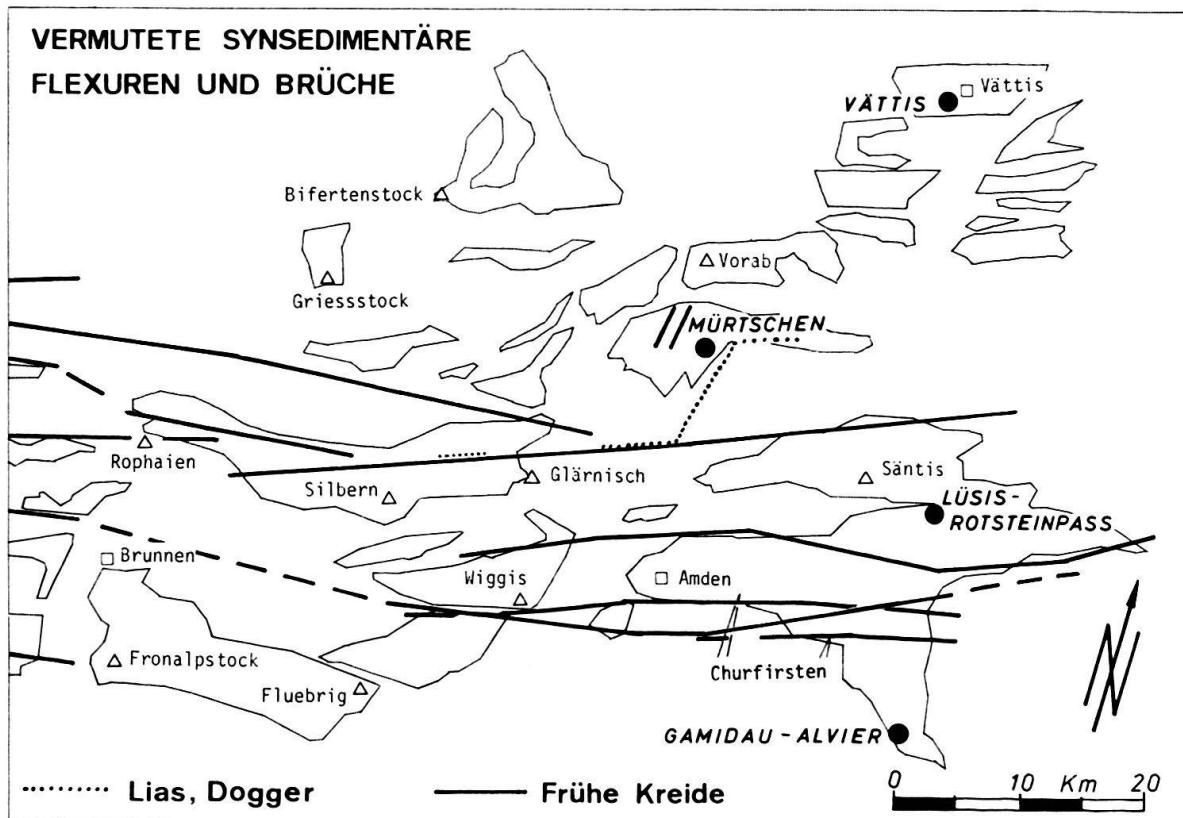


Fig. 14. Vermutete synsedimentäre Bruch- und Flexurzonen im zentral- und ostschweizerischen Helvetikum nach Daten von TRÜMPY (1949), SCHINDLER (1959), HALDIMANN (1977), ISCHI (1978), STRASSER (1979) und H. Burger (in Vorb.). (Ergänzt nach STRASSER 1979). Abwicklungsgrundlagen: TRÜMPY (1969), FERRAZZINI & SCHULER (1979); leicht abgeändert nach A. Pfiffner, Neuchâtel (mdl. Mitt.).

sten gelegene Bruchzone während der frühen Kreide für die stark unterschiedliche Entwicklung zwischen den Profilen Rotsteinpass und Alvier verantwortlich zu sein. Generell W-E streichende Bewegungszonen dominieren, wenn auch wegen der Deckenbewegungen eine eindeutige Orientierung alter Bruchsysteme nicht belegt werden kann. N-S verlaufende Systeme sind untergeordnet.

Die Ursache für die Entstehung solcher Bruch- oder Flexurzonen dürfte wohl Dehnungstektonik am Kontinentalrand sein, die sich auch in diesem proximalen Teil ausgewirkt hat. Ob es sich dabei um listrische Verwerfungen handelt, die bis ins kristalline Grundgebirge reichten, wie sie aus rezenten Kontinentalrändern bekannt sind, um Flexuren oder z. T. nur um lokale Gleitungsphänomene, welche in inkompetenten Schichten ausliefen, kann aufgrund dieser Arbeit nicht entschieden werden.

Die Resultate dieser Untersuchung müssen wegen der verschiedenen, in Kapitel 3 dargelegten methodischen Probleme mit Vorsicht aufgenommen werden. Auch dürfen die Bewegungen an den erwähnten Bruchzonen nicht überbewertet werden. Sie sind vom Ausmass her sicher nicht mit ähnlichen Bewegungen am Südrand der Tethys (WINTERER & BOSELLINI 1981) oder mit anderen distalen Kontinentalrandgebieten (WATTS & STECKLER 1979) zu vergleichen (s.a. Fig. 15). Viel eher lassen sie sich mit Profilen z. B. aus dem proximalen Teil des nordatlantischen Schelfs (vor Nova Scotia; WATTS & STECKLER 1979) vergleichen. Ihr gegenüber der Sclater-Kurve (SCLATER et al. 1971) andersartiger Verlauf (vgl. Fig. 15) dürfte mit dem geringeren thermischen Einfluss im kontinentnähe-

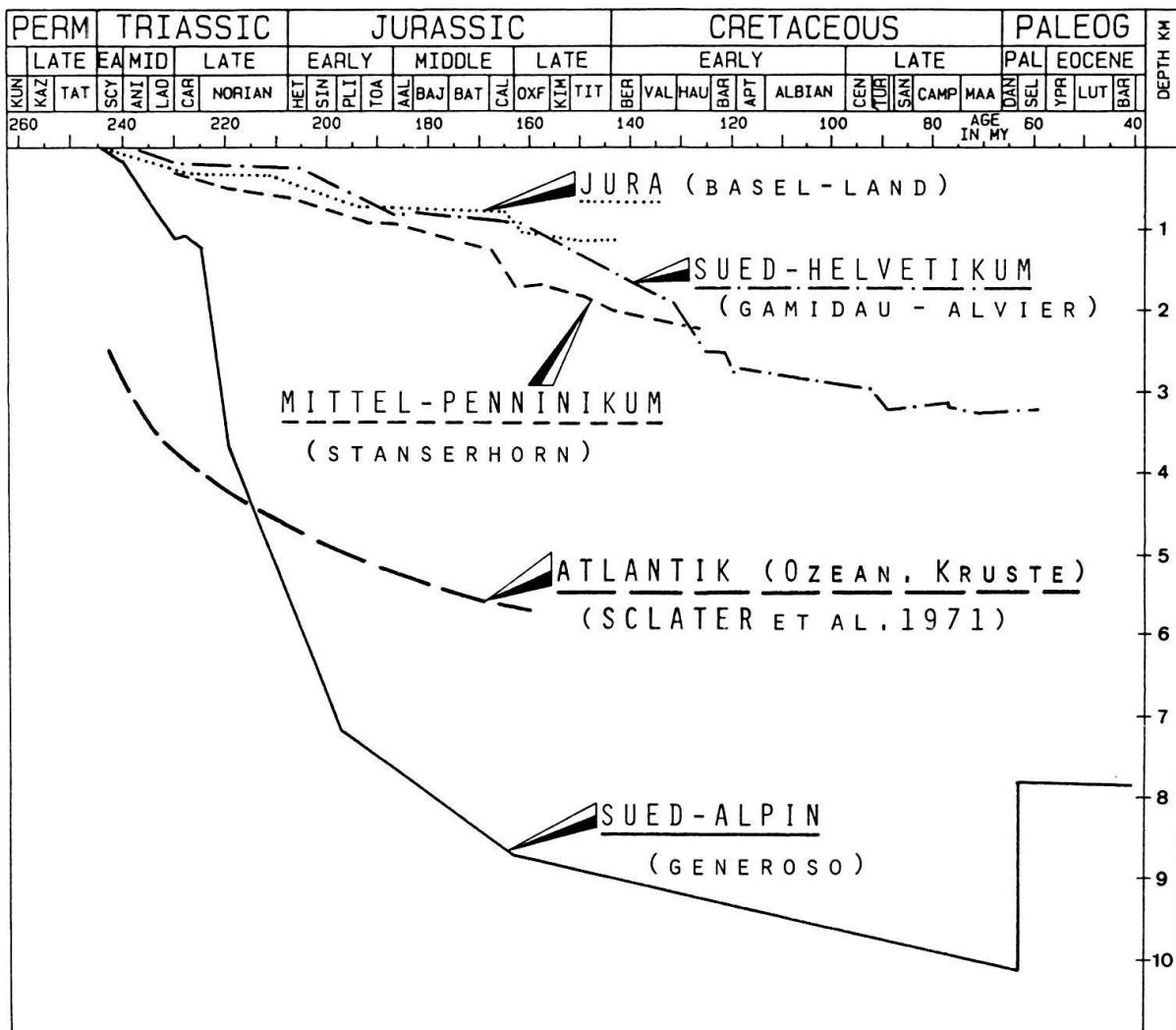


Fig. 15. Vergleich der Subsidenzkurven des südhelvetischen Profils (Gamidau-Alvier) mit Profilen aus dem Jura, dem Mittelpenninikum und dem Südalpin (Quelle für die ausserhelvetischen Profilen siehe Verdankungen; Diskussion siehe Text).

ren Gebiet zu erklären sein. Wahrscheinlich sind es nur die Bewegungen an Schwächezonen, die direkt für die Unterschiede zwischen den vier Profilen verantwortlich sind.

Da in dieser Arbeit versucht wurde, einen Überblick über die Entwicklung im gesamten Mesozoikum zu gewinnen, mussten, wegen der paläogeographischen Probleme (vgl. Kap. 3.1), die Vertikalprofile in relativ weit auseinanderliegenden Gebieten gewählt werden. Die Analyse von näher beisammenliegenden Profilen (z. B. in der Nähe einer vermuteten Bruchzone) ist nur in kohärenten Deckenpaketen sinnvoll. Folglich könnte auch nur die Entwicklung beschränkter Zeitabschnitte studiert werden.

Trotzdem zeigt die Arbeit, dass die Methode, mit geohistorischen Diagrammen zu arbeiten, auch in tektonisch komplizierteren Gebieten Aussagen über die geodynamische Schelfentwicklung gestattet. Mit Sicherheit kann gesagt werden, dass der ostschweizerische Helvetische Schelf sich im Mesozoikum nicht als einheitliche, starre Platte verhalten hat. Figur 15 zeigt, dass auch Subsidenzkurven im Jura oder im Mittelpenninikum (Stanserhorn) ähnlich verlaufen. Für die Abschätzung der Distanz zum ursprünglichen Kontinentalrand hingegen sind die Resultate nicht aussagekräftig genug.

Das Ziel weiterer Untersuchungen muss einerseits dahin gehen, das Netz der Profile zu verfeinern, um die Bewegungszonen exakter zu lokalisieren. Andrerseits müssen ähnliche Untersuchungen auf weitere Gebiete des Helvetischen Schelfes und der benachbarten paläogeographischen Zonen (Jura, Mittelland, Nordpenninikum) ausgedehnt werden.

Zusammenfassung

In einem palinspastischen Querprofil des Ostschweizer Helvetikums wurden vier kombinierte Profile ausgewählt, für die geohistorische Diagramme (Subsidenzkurven) konstruiert wurden. Der Vergleich der Kurven untereinander zeigt, dass der Schelf in diesem Bereich etwa ab dem Lias durch verschiedene Flexur- oder Bruchzonen gegliedert war. Diese Zonen sind für das unterschiedliche Absenkverhalten der einzelnen Gebiete verantwortlich. Dehnungstektonik in diesem proximalen Teil des Kontinentalrandes dürfte die Ursache der Entstehung der Bewegungszonen sein. Verglichen mit distaleren Gebieten von Kontinentalrändern ist die Subsidenz gering.

Verdankungen

Herzlich bedanken möchte ich mich bei den Herren Heinz Furrer, André Strasser und Walter Wildi für das Durcharbeiten des Manuskriptes, die verschiedenen Diskussionen und kritischen Anregungen.

Die ausserhelvetischen Subsidenzkurven (Fig. 15) entstanden in einem Seminar. Für ihre Mitarbeit danke ich folgenden Herren: Heinz Furrer, Andreas Corsi, Mike Wiedenbeck (Südalpin), Bernhard Schneiter und Markus Schertenleib (Mittelpenninikum), Michael Knappertsbusch und Martin Brunold (Jura).

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLENBACH, P. (1961): Geologische Untersuchungen in der Mürtschengruppe mit besonderer Berücksichtigung der Malmstratigraphie. – Diplomarb. ETH Zürich.
- BOLLI, H. (1944): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – Eclogae geol. Helv. 37/2, 217–330.
- BRIEGEL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattenkalkformation. – Eclogae geol. Helv. 65/2, 425–483.
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C) 33.
- BURGER, H., & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 74/2, 529–560.
- BUBNOFF, S. VON (1931): Grundprobleme der Geologie. – Bornträger, Berlin.
- COOGAN, A. H., & MANUS, R. W. (1975): Compaction and diagenesis in carbonate sands. In: CHILINGARIAN, G. V., & WOLF, K. H.: Compaction of coarse grained sands (S. 79–166). – Dev. Sedimentol 18 A.
- DIEGEL, F. (1973): Zur Korrelation der helvetischen Zementsteinschichten zwischen Glärnisch und Alvier. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 166.
- DOLFFUSS, S. (1965): Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 58/1, 453–554.
- FERRAZZINI, B., & SCHULER, P. (1979): Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. – Eclogae geol. Helv. 72/2, 439–454.
- FRANK, M. (1930): Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Abt. B, Beilbd. 64, 325–425.
- FUNK, H. (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis-Churfürsten-Gruppe (Nordostschweiz). – Eclogae geol. Helv. 64/2, 345–433.

- FUNK, H., & BRIEGEL, U. (1979): Le faciès Urgonien des nappes Helvétiques en Suisse orientale. – Mém. spéc. Géobios 3, 159–168.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1952): Alte Brüche im Kreide/Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein. – Geol. Rdsch. 40/1, 211–239.
- GÜRICH, G. (1896): Das Paläozoikum im polnischen Mittelgebirge. – Bull. min. Ges. Petersburg 32.
- Gulf Oil (1981): Gulfs state of art radiometric ages. – November 1981. Manuskr.
- HALDIMANN, P. A. (1977): Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der Helvetischen Unterkreide: Pygurus-Schichten und Gemsmättli-Schicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 219.
- HARDENBOL, J., VAIL, P. R., & FERRER J. (1981): Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. – Oceanologica acta, Actes 26e Congr. int. Geol., coll. Géol. des marges continentales, Paris, S. 33–44.
- HARLAND, W. B. COX, A. LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, A. G., & WALTERS, R. (1982): A geologic time scale. – Cambridge Univ. Press.
- HEIM, ARN. (1916): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/3.
- HOLLISTER, C. D., MILLIMAN, J. D., SWIFT, D. J. P., & UCHUPI, E. (1972): Atlantic continental shelf and slope of the United States. – Prof. Pap. U. S. geol. Surv. 529.
- ISCHI, H. (1978): Das Berriasien–Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. – Diss. Univ. Bern.
- KEEN, C. E. (1979): Thermal history and subsidence of rifted continental margins – evidence from wells on the Nova Scotian and Labrador shelves. – Canad. J. Earth Sci. 16, 505–522.
- KEMPF, T. (1966): Geologie des westlichen Säntisgebirges. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 128.
- KERR, R. A. (1980): Changing global sea levels as geologic index. – Science 209/4455, 483–486.
- KUGLER, C. (1981): Geologische Untersuchungen im nördlichen Seetal (Walenstadt–Berschis). – Diplomarb. Univ. Zürich.
- LAUGHTON, A. S., BERGGREN, W. A., et al. (1972): Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. Vol. 12, Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- LEMCKE, K. (1974): Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im nördlichen Alpenvorland vom Perm bis zur Gegenwart. – Eclogae geol. Helv. 67/1, 121–133.
- LIEBAU, A. (1980): Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierungen. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 160/2, 173–216.
- LIENERT, O. G. (1965): Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattenkalks im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitoliniden. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 56.
- MIALL, A. D. (1984): Principles of sedimentary basin analysis. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- MÖRNER, N.-A. (1980): Relative sea-level, tectono-eustasy, geoidal eustasy and Geodynamics during the Cretaceous. – Cret. Res. 1, 329–340.
- NAEF, H. (1985): Betrachtungen zum Tertiär in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten: Stratigraphie–Morphologie–Tektonik. – Nagra Techn. Ber. 85–14, Baden.
- OBERHÄNSLI-LANGNEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 150.
- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 28.
- ODIN, G. S. (1982): The phanerozoic time scale – revisited. – Episodes 1982/3, 3–9.
- PALMER, A. R. (1983): Geologic time scale. – The decade of North American Geology. Geol. Soc. Amer.
- PANTIĆ, N. K., & BURGER, H. (1981): Palynologische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. – Eclogae geol. Helv. 74/3, 661–672.
- PERRIER, R., & QUIBLIER, J. (1974): Thickness changes in sedimentary layers during compaction history; methods for quantitative evaluation. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 58/3, 507–520.
- RICHTER, H. (1968): Die Geologie der Guscha-Gruppe im St. Galler Oberland. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 99.
- ROHR, K. (1926): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 57.
- RÜEFLI, W. H. (1959): Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C) 75.
- SCHINDLER, C. M. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 107.
- SCHWARZ, H. (1974): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Fenster von Vättis unter besonderer Berücksichtigung des Toarcian und dessen Fauna. – Diplomarb. Univ. Zürich.

- SCLATER, J. G., ANDERSON, R. N., & BELL, M. L. (1971): Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific. – *J. geophys. Res.* 76/32, 7888–7915.
- SHINN, E. A., HALLEY, R. B., HUDSON J. H., & LIDZ, B. H. (1977): Limestone compaction: an enigma. – *Geology* 5, 21–24.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 152.*
- STRASSER, A. (1979): Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (\pm Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 225.*
- TOLWINSKY, K. (1910): Die grauen Hörner. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 55/3–4.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 79/1.
- (1962): Mesozoischer Untergrund und ältere Meeressmolasse im schweizerischen und oberschwäbischen Molassebecken. – *Erdöl-Z.* 9, 521–527.
- (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. JR., & THOMPSON, S., III (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. – *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 26, 83–98.
- VAIL, P. R., & TODD, R. G. (1981): Northern north sea jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. – *Proc. Petroleum Geol. Continental Shelf of North-West Europe Conf.* (S. 216–235). Heydon & Son, Philadelphia.
- VAN EYSINGA, F. W. B. (1975): Geological time table. – Elsevier, Amsterdam.
- VAN HINTE, J. E. (1976a): A Jurassic time scale. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 60, 489–497.
- (1976b): A Cretaceous time scale. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 60, 498–516.
- (1978): Geohistory analysis – application of micropaleontology in exploration geology. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 62/2, 201–222.
- WATTS, A. B., & RYAN, W. B. F. (1976): Flexure of the lithosphere and continental margin basins. – *Tectonophysics* 36, 25–44.
- WATTS, A. B., STECKLER, M. S. (1979): Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North America. In: TALWANI, M., HAY, W., & RYAN, W. B. F.: Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment. – Amer. geophys. Union, Maurice Ewing Ser. 3.
- WINTERER, E. L., & BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 65/3, 394–421.

Manuscript eingegangen 28. März 1985

angenommen am 20. April 1985