Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 83 (1990)

Heft: 3: The Hans Laubscher volume

Artikel: Geometrie und Kinematik der Zeininger Bruch-Zone und eine Diskussion möglicher spätpaläozoischer Strukturen

Autor: Gonzalez, Ramon

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-166599

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 11.07.2025

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

Eclogae geol. Helv. 83/3: 513–523 (1990)

0012-9402/90/030513-11 $ 1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Geometrie und Kinematik der Zeininger Bruch-Zone und eine Diskussion möglicher spätpaläozoischer Strukturen

Von Ramon Gonzalez[1])

ZUSAMMENFASSUNG

Die Zeininger Bruch-Zone (Nordschweiz) ist eine der auffälligsten Verwerfungen des östlichen Tafeljuras. Sie weist einen Versatz von etwa 350 m auf, wobei die Nordwestscholle gegenüber dem Südosten abgesunken ist. Die Bruch-Zone selber ist etwa einen Kilometer breit und hat die Form einer asymmetrischen Synklinale. Die SE Flanke dieser Synklinale bildet die Zeininger Flexur. Möglicherweise ist ein Teil der Schichten der Hochscholle gegen den sich bildenden Trog der Bruch-Zone geglitten. Ein kinematisches Modell in vier Schritten wird vorgestellt.

Einige stratigraphische und geometrische Besonderheiten des besprochenen Gebietes weisen auf die Entstehung der tertiären Zeininger Bruch-Zone auf Unterlage einer ererbten spätpaläozoischen Schwächezone hin.

ABSTRACT

The Zeiningen Fault Zone (Northern Switzerland) is one of the major fault structures of the eastern Tabular Jura. It shows a throw of approximately 350 m, the northwestern block has been downthrown in respect to the southeast. The faulted zone itself is only 1 km wide and has the form of an asymmetric syncline. The SE flank of this syncline is known as Zeiningen Flexure. It is probable, that part of the sediment cover from the SE block glided towards the opening Zeiningen Fault Zone. A kinematic model in four steps will be discussed.

Some stratigraphic and geometric peculiarities of the presented area indicate that the fault zone was formed above an inherited late-Paleozoic weakness zone.

Einleitung und historischer Überblick

In dieser Arbeit sollen die Ergebnisse meiner Diplomarbeit (Gonzalez 1989) vorgestellt werden, deren Ziel eine detaillierte Untersuchung der *Z*eininger *B*ruch-*Z*one (ZBZ; Gürler et al. 1987) war, mit Berücksichtigung von möglichen unterliegenden Strukturen spätpaläozoischen Alters.

Die erste detaillierte Beschreibung der ZBZ findet sich in der Dissertation von Suter (1915), der die wichtigsten Strukturen erkennt und beschreibt. Frühere Arbeiten haben einen sehr lückenhaften Charakter.

1945 wurde nördlich von Wintersingen (BL), unmittelbar südlich der ZBZ, eine Bohrung durchgeführt und von Schmassmann & Bayramgil (1945) beschrieben. Die Bohrung durchteufte das gesamte Perm und drang bis in den kristallinen Sockel vor. Die Ergebnisse lassen die Existenz eines unter der Oberfläche verborgenen Grabens spätpaläozoischen Alters vermuten. Hierzu soll in der zweiten Hälfte dieser Arbeit näheres gesagt werden. Gürler et al. (1987) gehen im Zusammenhang der regionalen

[1]) Geologisch Paläontologisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 32, CH–4056 Basel.

Geologie von Basel eingehend auf die ZBZ ein; auch dort werden, unter Berücksichtigung seismischer Unterlagen, in der Tiefe liegende Strukturen vorgestellt, wobei allerdings nicht so sehr die Beschreibung der Strukturen des Rotliegenden im Vordergrund steht. Vielmehr wird eine Strukturkarte der Oberkante des Kristallins entworfen. Die hier dargelegten Überlegungen sollen somit auch als Ergänzung jener Arbeit dienen.

Die regionale Lage der Zeininger Bruch-Zone und ihre Datierung

Die ZBZ ist mit ca. 350 m Versatz (hierzu im nächsten Abschnitt noch einige Bemerkungen) eine der auffälligsten und grössten Verwerfungen des östlichen Tafeljuras (Fig. 1). Sie liegt südlich des Rheintals auf der Höhe von Rheinfelden, ca. 20 km östlich von Basel. Ihre typische Ausbildung findet sie im Gebiet zwischen Zeiningen (AG) und Nusshof (BL). Heusser (1926) wies einen tektonischen Zusammenhang mit der Wehratalverwerfung im Norden nach:

In ihrem südlichsten Abschnitt verfächert sich das Bruchsystem der Wehratalverwerfung zusehends (Lutz 1964). Der westlich gelegene Teil dieses Bruchfächers wechselt die Richtung wenige Kilometer nördlich des Rheins von N-S nach NE-SW, um ab hier die ZBZ zu bilden. Auch bezüglich der Geometrie besteht eine grosse Ähnlichkeit zwischen ZBZ und Wehratalverwerfung.

Südlich von Nusshof verliert die ZBZ ihre typische Ausbildung. Wiederum beobachtet man eine Änderung der Richtung. Von hier an streicht sie etwa N-NNE. Zudem verfächert sich die ZBZ in eine Anzahl von breit angelegten Horst-Graben-Strukturen geringeren Versatzes, die sich bis an den Südrand des Baselbieter Tafeljuras verfolgen lassen und die ein eigentliches Bruchschollenfeld bilden (Gürler et al. 1987).

Es ist schwierig, Aussagen über das Alter der ZBZ zu machen. Schichten, die jünger sind als das Callovien wurden entweder vollständig erodiert oder nie abgelagert. Erste Aufschlüsse tertiären Gesteins finden sich beim Nusshof, es handelt sich um Bolustone (Eocæn). Diese sind jedoch für eine Datierung ungeeignet.

Laubscher (1982) schlägt für Strukturen in der Südostecke des Rheingrabens (und zu diesen gehört auch die ZBZ) eine Entwicklung von West nach Ost vor. Der zeitliche Rahmen ist zwischen Post-Paläocæn und Prä-Burdigalien (Laubscher 1987) zu setzen. Da die ZBZ am östlichen Rand des Rheingrabens liegt, kann man annehmen, dass ihre Entstehung an das Ende des gegebenen Zeitabschnitts gesetzt werden muss. Da nicht bekannt ist, wie spät die Entwicklung der jüngsten Strukturen des Rheingrabens wirklich war, bildet der Raum zwischen Post-Paläocæn und Prä-Burdigalien die, nach heutigem Wissensstand, genaueste Datierungsmöglichkeit.

Der geometrische Bau

Die ZBZ ist eine Dehnungsstruktur. Die wichtigsten Elemente entsprechen durchaus den von Suter (1915) kartierten. Durch eine bessere Qualität der topographischen Karte und durch eine Berücksichtigung auch kleiner Verwerfungen, konnte dessen Arbeit wesentlich vervollständigt werden. In Fig. 2 sind die Ergebnisse der Neukartierung der ZBZ dargestellt. Drei grosse Bereiche sind auf der Karte erkennbar:

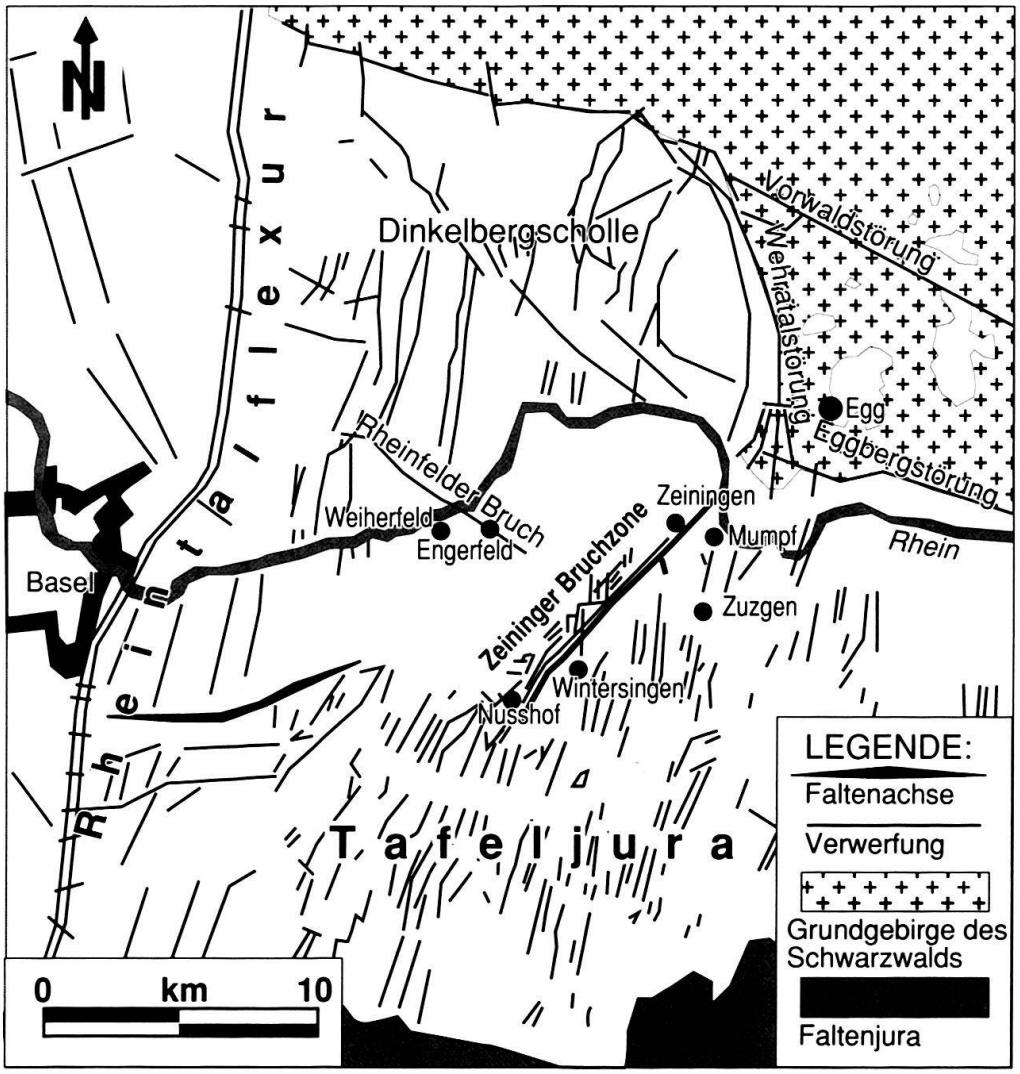


Fig. 1. Der regionale Rahmen der ZBZ. Wichtige Elemente spätpaläozoischer Tektonik sind die Vorwald- und Eggbergstörung, sowie der Rheinfelder Bruch. Die Richtung dieser Verwerfungen (NW-SE) steht im Kontrast zu Störungen, die mit dem Rheingraben in Zusammenhang gebracht werden (N-S, bzw. NNE-SSW) und die tertiäres Alter haben. Dass die ZBZ durch eine «exotische» Streichrichtung (NE-SW) fast wie ein Fremdkörper im Tafeljura liegt, und eigentlich eher komplementär zu paläozoischen Strukturen passt, wird als Argument für einen paläozoische Ursprung ihrer heutigen Geometrie gewertet. Andererseits weist die Wehratalverwerfung eine N-S Richtung auf, kann jedoch eindeutig spätpaläozoischen Bewegungen zugeordnet werden. Bezeichnet werden auf dieser Skizze ausserdem die Lokalitäten der in dieser Arbeit erwähnten Bohrungen.

– Eine leicht nach Süden geneigte und nur schwach verformte, grossräumige, südöstliche Zone, die zum Aargauer Tafeljura gehört. Auf der Karte ist der hier aufgeschlossene Muschelkalk dunkel dargestellt.

– Die abgeglittene Scholle im Nordwesten, auch diese ist nur schwach gegen Süden geneigt. Sie geht im Norden in die Strukturen der Dinkelbergscholle (Fig. 1) über. Berechnet man den Versatz zwischen der oben erwähnten SE Zone und der NW Scholle kommt man auf etwa 350 m. Zwischen der SE Scholle und dem Kern der Synklinale (siehe nächster Absatz) sind es sogar bis zu 550 m. Da dieser Betrag jedoch nur für den Kern der Synklinale gilt, der von geringer räumlicher Ausdehnung ist, sollte

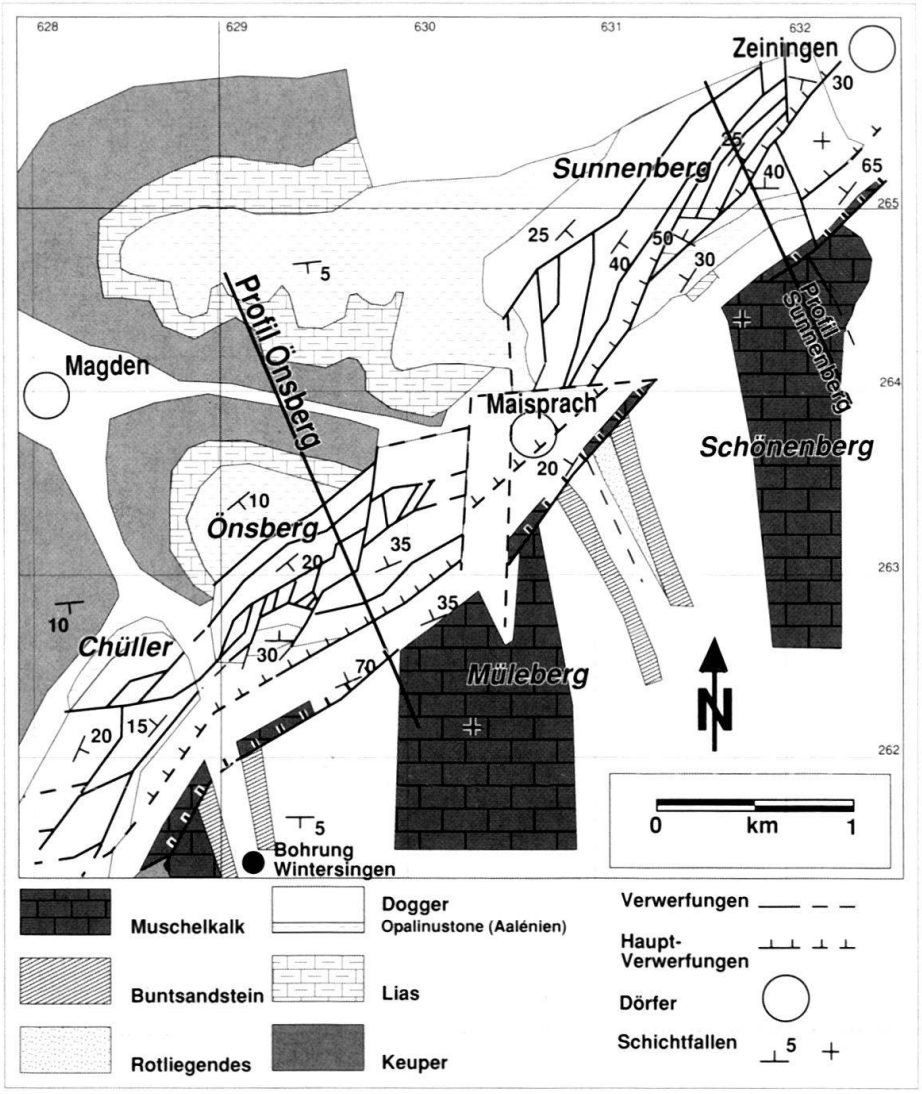


Fig. 2. Vereinfachte geologische Karte der ZBZ (Neukartierung Gonzalez 1989). Auf der Hochzone sind die älteren Sedimente aufgeschlossen. Die Synklinale ist durch die Sedimente des Doggers charakterisiert. Die Ausbisse der regelmässig und nur leicht nach Süden einfallenden Sedimente der anschliessenden NW-Scholle passen sich im wesentlichen an die heutige Morphologie des Geländes an. Diese Zone konnte, wegen der mergelig-tonigen Ausbildung der Gesteine, nur schlecht kartiert werden.

man für regionale Schätzungen mit dem Verwerfungsbetrag zwischen den grossen, die Zone begrenzenden Schollen arbeiten.

– Zwischen der SE Hochzone und der NW Scholle liegt die ZBZ s.s., die lediglich etwa einen Kilometer breit ist, leicht erkennbar durch einen sich von NE nach SW ziehenden Streifen mit den jüngsten Schichten (auf der Karte Fig. 2 in hellen Grautönen). Als Ganzes zeigt die ZBZ die Form einer grossen Grabenstruktur mit kompliziertem internem Aufbau. Sie hat die Form einer asymmetrischen Synklinale (synklinal hier im Sinn einer Struktur mit divergenten Schenkeln, in deren Kern die jüngsten Schichten aufgeschlossen sind). Hier die wichtigsten Partien im Detail:

– Der SE-Schenkel ist teilweise steil gegen NW geneigt. Dieser Bereich wird in der Literatur als Zeininger Flexur beschrieben (Suter 1915). Die Flexur wird durch je

einen grossen Bruch, Grössenordnung bis zu 100 m Versatz (in einigen Bereichen auch mehr), vom Kern der Synklinalen einerseits und vom südöstlichen Block andererseits getrennt. Diese beiden Brüche machen zusammen den Hauptanteil der Absenkung der ZBZ aus. Die dazwischen liegende Flexur lässt sich im Profil (Fig. 3a, b) in zwei Abschnitte gliedern: einen unteren, durch Brüche in Stufen zerlegten und unter der Oberfläche liegenden; und einen oberen als Flexur ausgebildeten Teil. Beide Abschnitte werden durch die Evaporitlagen des mittleren Muschelkalks getrennt. Eine ähnliche Lösung für den Unterbau von Flexuren wurde bereits, unter anderem, für die Rheintalflexur (Sanford 1959, Laubscher 1971, Gürler et al. 1987) und für die Mandacher Struktur (Laubscher 1987) vorgeschlagen. Es ist ausserdem wahrscheinlich, dass der als Flexur ausgebildete obere Teil teilweise gegen die Bruch-Zone geglitten ist, wie auf den ausgeglätteten Versionen der Profile angedeutet wird (Fig. 3a, b). Lässt man ein solches Gleiten der Schichten gegen die ZBZ ausser acht, sind die Profile nicht mehr balancierbar. Als Gleithorizont eignen sich die Evaporite des mittleren Muschelkalks. Die Grössenordnung einer solchen horizontalen Bewegung liegt bei ca. 50–100 m.

Der NW-Schenkel zeigt weitaus intakteren Aufbau, mit antithetischen Brüchen von geringerem Versatz. Lässt man diese ausser acht, so lässt sich die ZBZ durchaus auch als Halbgrabenstruktur interpretieren.

Der Kern der Synklinale zeigt bei näherer Betrachtung einen überaus komplexen Aufbau, mit einer Vielzahl von Brüchen in allen Grössenordungen zwischen 5–100 m. Drei Streichrichtungen werden bevorzugt: Ein Grossteil der Brüche verlaufen parallel zur Zeininger Struktur als Ganzes (NE). Die meisten anderen streichen N-NNE. Etwas seltener schliesslich ist ein E-W Verlauf. Auffällig ist schliesslich die Gliederung des Kerngebiets in drei schüsselartige Gebiete grösster Absenkung, die etwa den drei Hügeln Sunnenberg, Önsberg und Chüller entsprechen und eine «en-échelon»-artige Anordnung zeigen (Fig. 2).

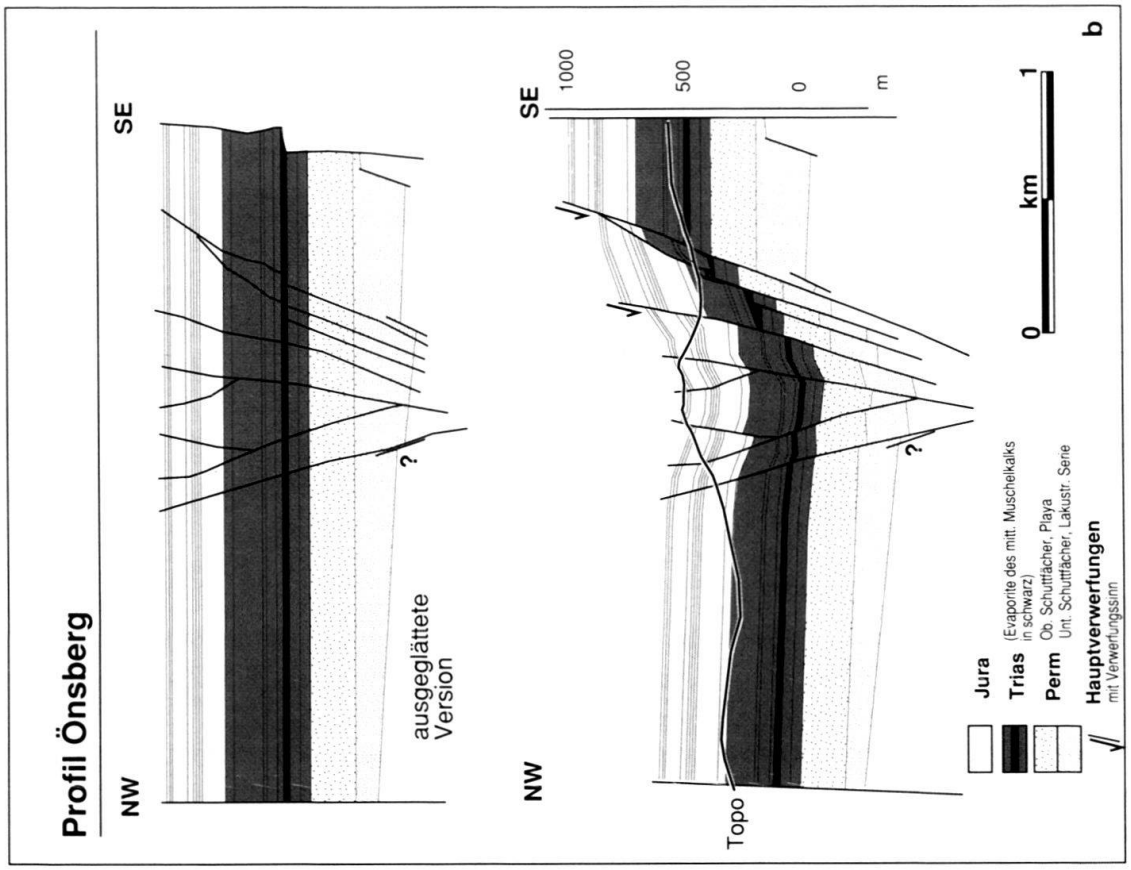
Kinematisches Modell (Fig. 4)

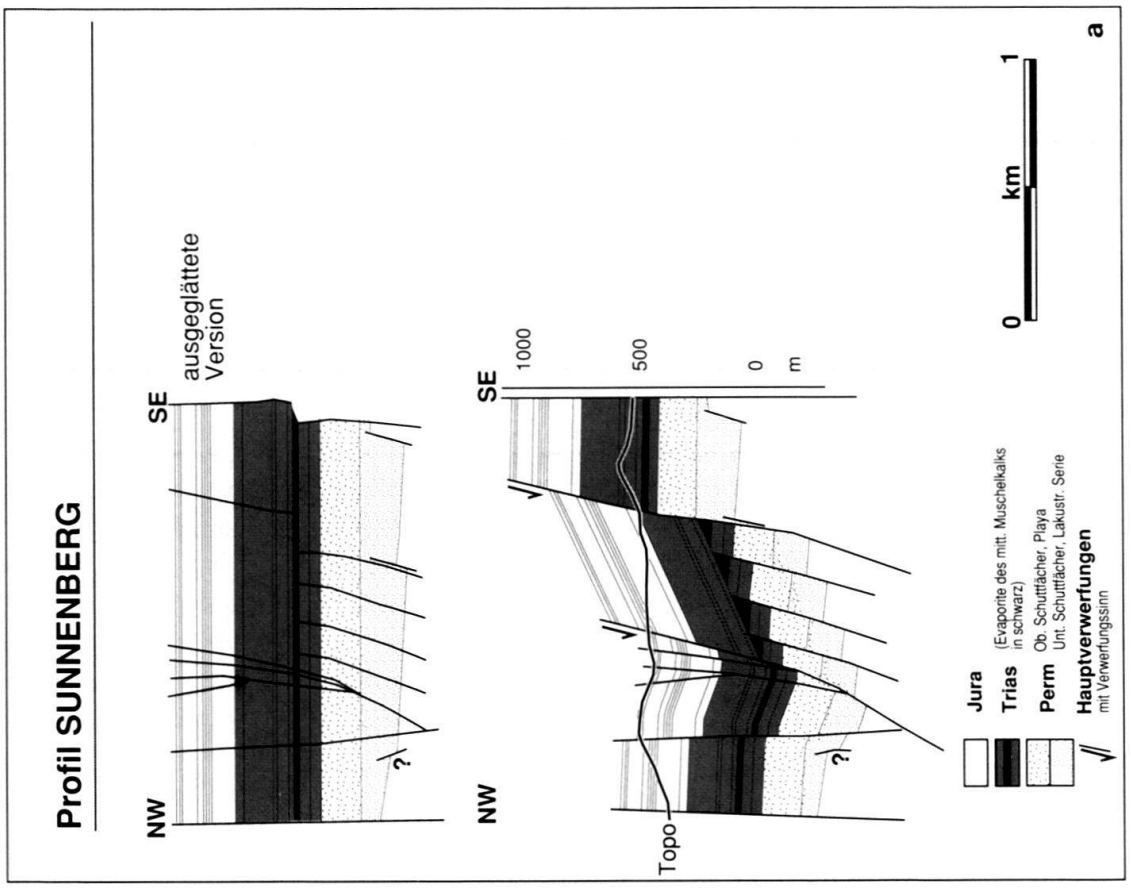
Aufgrund der Kartierungen und der im nächsten Abschnitt aufgeführten Überlegungen wurde versucht, die kinematische Entwicklung der ZBZ in vier Schritte zu unterteilen:

1. Während des späten Paläozoikums (Autunien, evtl. Saxonien; siehe Abschnitt zum Paläozoikum) wird der kristalline Sockel durch Dehnungstektonik zerrissen, was sich in starken Mächtigkeitsschwankungen syntektonisch abgelagerter Sedimente widerspiegelt. Wahrscheinlich ist, dass auch hier, wie von Laubscher (1987) für den Nordschweizer Permokarbontrog vermutet, eine transpressive Komponente mitspielte. Dies kann jedoch nicht belegt werden.

Unmittelbar nach dem Paläozoikum wird die damalige Topographie eingeebnet (Laubscher 1987), was auf Fig. 4 durch eine Wellenlinie angedeutet wird. Die danach im Mesozoikum abgelagerten Schichten weisen praktisch keine Störungen auf und sind in der näheren Umgebung von etwa gleicher Mächtigkeit.

2. Im Tertiär entsteht im Rahmen der späten Rheingrabenbildung zunächst ein nach NW geneigter, steiler Hauptbruch und bildet einen Halbgraben. Die Entwicklung


Profil Önsberg
NW
SE
ausgeglättete Version
?
NW
SE
1000
500
0
m
Topo
?
Jura
Trias (Evaporite des mitt. Muschelkalks in schwarz)
Perm Ob. Schuttfächer, Playa
Unt. Schuttfächer, Lakustr. Serie
Hauptverwerfungen
mit Verwerfungssinn
0 km 1
b


Profil SUNNENBERG
NW
SE
ausgeglättete Version
?
NW
SE
1000
500
0
m
Topo
?
Jura
Trias (Evaporite des mitt. Muschelkalks in schwarz)
Perm Ob. Schuttfächer, Playa
Unt. Schuttfächer, Lakustr. Serie
Hauptverwerfungen
mit Verwerfungssinn
0 km 1
a

auf beiden Seiten dieses Bruches verläuft sehr unterschiedlich, was ein Argument für seine frühe Entstehung ist.

3. Im NW entwickelt sich der abgesunkene Teil des Halbgrabens zunächst zu einem Graben. Dessen Kern zerfällt im Verlauf einer weiteren Dehnung zu komplizierten Horst-Graben-Strukturen. Die Schichten neigen sich im wesentlichen gegen den Kern des Grabens, was ihm einen synklinalen Charakter gibt.

Auf der SE Hochzone wird der Grabenrand zunehmend nach aussen erweitert. Während sich die Schichten unterhalb der Anhydritgruppe (mittlerer Muschelkalk) spröde verhalten und immer weitere Abschnitte stufenartig absinken, gleiten die Schichten oberhalb der Salzlagen gegen den Graben. Möglicherweise bilden sich auf der Oberfläche im Hinterland (östlich der ZBZ) kleine Zerrgräben als Folge dieser Bewegung. Wenige Kilometer östlich der ZBZ finden sich auch verschiedene Strukturen, die sich in dieses Modell eingliedern liessen, z.B. der Heimeren-Graben, der Buus-Graben oder der Bubleten-Graben (Gürler et al. 1987).

4. Späte Verwerfungen (zweiter, südöstlicher Hauptbruch) trennen die Flexur von der nicht abgeglittenen Scholle. Diese Verwerfung ist nicht überall gleich ausgebildet. Auch der Versatz ist nicht überall gleich gross. Es ist zu vermuten, dass die Tektonik an der ZBZ nachliess, noch während diese Strukturen im Entstehen begriffen waren.

Evidenz für eine unterliegende Grabenstruktur permischen Alters

Vermutung: Die ZBZ wurde durch eine unterliegende Struktur verursacht, die als ererbte Schwächezone wirkte. Kann dies durch stratigraphische und geometrische Evidenz belegt werden?

a) Stratigraphische Evidenz

Da die zeitliche Festlegung (Tabelle 1) nicht ganz eindeutig ist, soll im folgendem aufgrund der faziellen Wechsel argumentiert werden, unter der Annahme, dass die Lithostratigraphie in diesem räumlich begrenzten Rahmen ungefähr der Chronostratigraphie entspricht:

Vor allem die Mächtigkeiten der Unteren Schuttfächerserie, sowie der Lakustrischen Serie (die nur in der Bohrung Wintersingen gefunden wurden) weisen grössere

---

Fig. 3a, b. Balancierte Profile Sunnenberg und Önsberg. Sie sind für die ZBZ charakteristisch und, mit geringen Abweichungen, für die ganze Zone gültig. Der Aufbau der Synklinale ist eng und die Bruchflächen steil. Sowohl die SE Hochzone, als auch die NW Scholle weisen praktisch keine Brüche auf.

Zu beachten ist, dass auf den ausgeglätteten Versionen der Profile (d.h. hier: Prä-Tertiärer Zustand) die Sedimente oberhalb des mittleren Muschelkalks weiter gegen Südosten reichen als diejenigen darunter. Dies bedingt, dass diese Schichten während der Entstehung der ZBZ gegen die Flexur geglitten sind. Zieht man diese Lösung nicht in Betracht, lassen sich die Profile nicht balancieren.

Die Geometrie unterhalb des mittleren Muschelkalks der Flexur muss nicht der Wirklichkeit entsprechen, wichtiger ist der prinzipielle geometrische Ansatz, der vorgeschlagen wird.

Die paläozoische Grabenstruktur mit der Lage ihrer Verwerfungen ist aufgrund fehlender Daten nur skizziert. Die Mächtigkeit der Sedimente wurde aufgrund der im Text erwähnten Bohrdaten abgeschätzt.

Die Konstruktion und Balancierung der Profile erfolgte mit dem Geosec-Computerprogramm (© by Geo-Logic Systems Inc.; Kligfield et al., 1986)

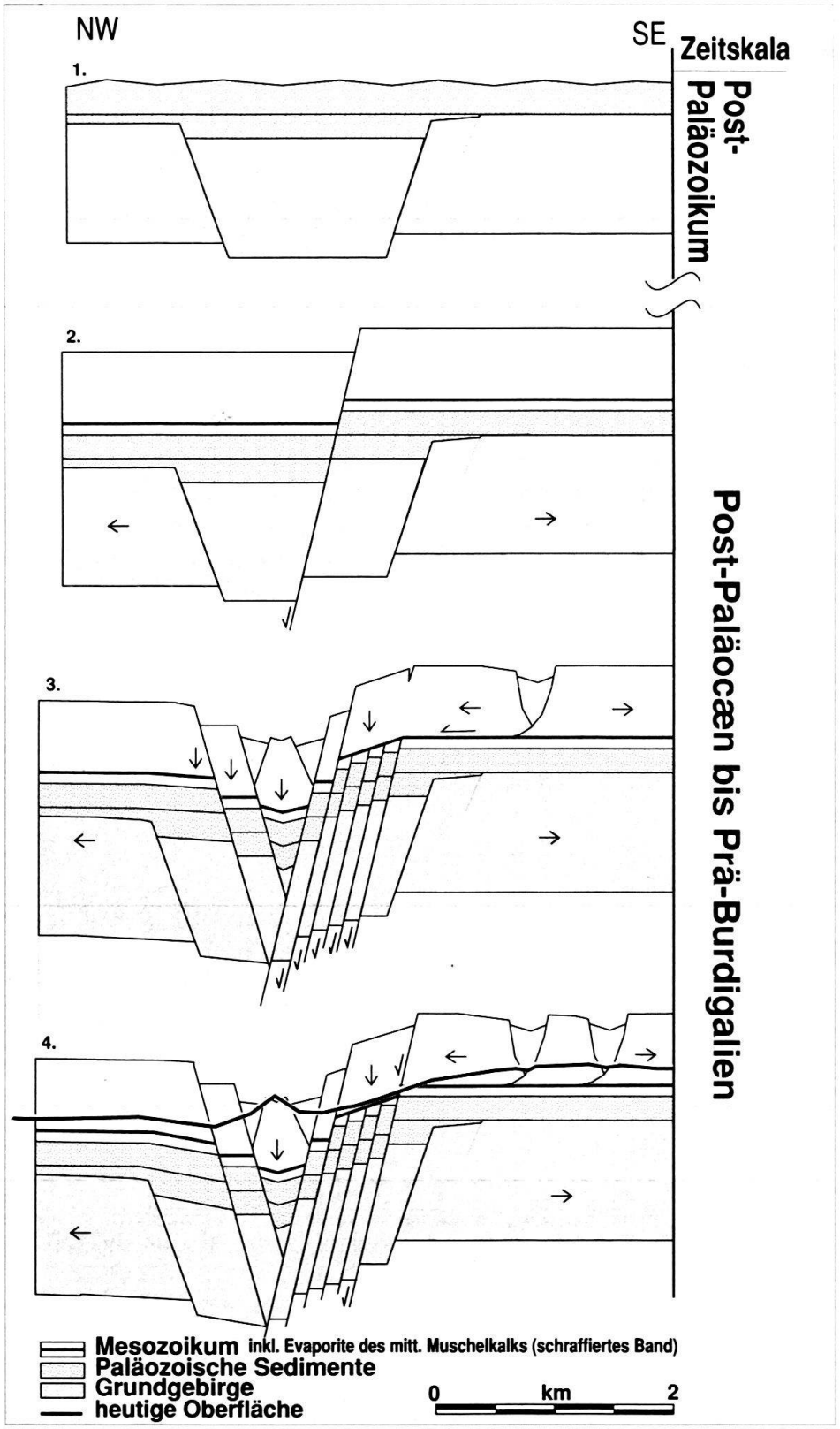


Fig. 4. Ein kinematischer Entwurf für die Entstehung der ZBZ. Die erste Stufe zeigt den Zustand unmittelbar nach dem Paläozoikum und vor der Ablagerung der mesozoischen Serie. Erst im Tertiär werden die Strukturen innerhalb der Grenzen des ehemaligen paläozoischen Grabens (evtl. auch Halbgrabens) reaktiviert. Mit zunehmender Entwicklung der Zone werden immer weitere Randgebiete miteinbezogen.

Alter	Facies	Weiherfeld	Wintersingen	Mumpf I,II	Zuzgen
Thuringien?	Obere Schuttfächer	47.4	42.0	20-40	47.0
Saxonien	Playa	237.7	156.5	150	171.7
	Unterer Schuttfächer	42.0	139.1	60	2.6
Autunien	Lakustrische Serie	-	76.4	?	-

Tabelle 1: Mächtigkeiten der Schichten (m), leicht verändert nach BLÜM (1989). Die Bohrung Engerfeld wird nicht aufgeführt, da die Schichten des Unteren Schuttfächers von einem Bruch durchschlagen werden und die ursprünglichen Mächtigkeiten unklar sind.

Schwankungen auf. Zu den Bohrungen in Mumpf muss bemerkt werden, dass diese das Paläozoikum nicht vollständig durchteuften, die Serien des Unteren Schuttfächers also etwas mächtiger sein könnten. Eventuell liegt sogar die Lakustrische Serie vor. Was jedoch beobachtet werden kann, ist eine zunehmende Mächtigkeit des Unteren Schuttfächers gegen die ZBZ hin, sowie eine sehr plötzliche Abnahme auf unbedeutende Werte südlich der Zone (in Zuzgen folgten auf 2.6 m dieser Schicht bereits das Kristallin und die Lakustrische Serie fehlt vollständig). Diese grosse Diskrepanz wurde von verschiedenen Autoren als synsedimentäre Tektonik gedeutet (SCHMASSMANN & BAYRAMGIL 1945, GÜRLER et al. 1987, BLÜM 1989).

Interessant ist, dass die grösste Mächtigkeit des Unteren Schuttfächers etwa 1 km südlich der Linie Wintersingen–Mumpf zu liegen kommt, somit auch südlich der ZBZ, obwohl parallel zu dieser. Dies könnte bedeuten, das die paläozoische Struktur unter der ZBZ zusätzliche Brüche aufweist, die im Tertiär reaktiviert wurden. Dies ist auf den Profilen (Fig. 3a, b) lediglich angedeutet. Warum der Bruch südlich Wintersingen–Mumpf nicht reaktiviert wurde, lässt sich nicht sagen.

Im Gegensatz zur Unteren Schuttfächerserie sind die Mächtigkeiten der Ablagerungen der Playa und des Oberen Schuttfächers weitaus gleichmässiger verteilt. Dies weist auf ein Ende der Entwicklung der Graben- (oder Halbgraben-)struktur unterhalb der ZBZ hin.

Da zwischen den einzelnen Bohrungen grössere räumliche Lücken liegen und zudem nicht alle Bohrungen die Sedimentdecke ganz durchteuften, bleibt sehr viel Spielraum zur Interpretation. Unklar bleibt vor allem die wirkliche Mächtigkeit des Unteren Schuttfächers bei Mumpf.

b) Geometrische Evidenz

Viele Strukturen des tertiären Rheingrabensystems streichen N-S, oft auch NNE-SSW. Komplementär dazu können oft kleinere Brüche mit E-W-, bzw. ENE-WSW-Richtung beobachtet werden. Beispielhaft sind etwa die Strukturen entlang der Rheintalflexur oder des südlichen Baselbieter Tafeljuras (Fig. 1).

Im Gegensatz hierzu verlaufen die meisten Strukturen im Zusammenhang mit spätpaläozoischer Tektonik in NE-SW Richtung (etwa der grosse Nordschweizer Permo-

karbontrog; MÜLLER et al. 1984, MATTER et al. 1987 a, b, LAUBSCHER 1987, DIEBOLD 1988), oder von NW nach SE (Eggbergstörung, Vorwaldstörung, Rheinfelder Bruch).

Beide Beobachtungen treffen bei weitem nicht für alle Strukturen zu, doch es lässt sich sicherlich ein Trend feststellen.

An der ZBZ lässt sich folgendes beobachten (Fig. 2): Viele kleinere Brüche, streichen N-S, bzw. E-W. Die ganze Zone aber streicht NE-SW, vor allem die grösseren und ältesten Brüche, sowie die Flexur und jene Brüche, die die Struktur begrenzen. Man kann eine tertiäre Tektonik vermuten, die von präexistenten paläozoischen Strukturen beeinflusst ist.

Die ZBZ grenzt im Norden an die Wehratalstörung. Im Süden verfächert sie sich zunehmend und die Streichrichtung wechselt nach NNE. Dies könnte auf eine räumliche Begrenzung der spätpaläozoischen Struktur in der Gegend der typischen Ausbildung der ZBZ hindeuten (ungefähr zwischen Zeiningen und Nusshof).

c) Zusätzliche stratigraphische Evidenz an der Wehratalverwerfung

Einen zusätzlichen, indirekten Beweis für einen paläozoischen Ursprung der ZBZ erhält man bei Betrachtung der Wehratalverwerfung, die im Norden an diese anschliesst.

Permische Sedimente westlich der Wehratalverwerfung weisen Mächtigkeiten von bis zu 200 m und mehr auf (BLÜM 1989). Östlich davon nimmt die Mächtigkeit rasch ab, bei Egg finden sich im Aufschluss nur noch etwa 10 m Perm, und bei den in der Nähe der Vorwaldstörung gelegenen Lokalitäten liegt die Trias direkt auf Gesteinen des Grundgebirges (Fig. 1). Dies kann als Hinweis auf einen spätpaläozoischen Ursprung dieser Struktur gedeutet werden und somit auch der ZBZ, die direkt mit der Wehratalverwerfung zusammenhängt.

Die Wehratalverwerfung weist eine N-S Streichrichtung auf. Dies könnte, nach obiger Argumentation, eigentlich für einen tertiären Ursprung sprechen. Es kann jedoch vermutet werden, dass die Wehratalverwerfung eine Transformkomponente aufweist. Derartige Bewegungen mit N-S Richtung können überall in den transpressiven und -tensiven spätpaläozoischen Becken Zentraleuropas beobachtet werden (ARTHAUD & MATTE 1975, 1977, LAUBSCHER 1986b). Wie allerdings LAUBSCHER (1986b) schreibt, ist die quantitative Gesamtkinematik noch völlig unklar.

Schlussfolgerungen

Die ZBZ entstand gegen Ende der Bildung des Rheingrabensystems. Sie ist mit ca. 350 m Versatz eine der auffälligsten Strukturen des Tafeljuras und hat grob die Form einer asymmetrischen Synklinale. Der Kern ist durch komplexe Horst-Graben-Strukturen gekennzeichnet. Das kinematische Modell der ZBZ zeigt die Entwicklung einer Halbgrabenstruktur, die zunehmende Randgebiete miteinbezieht.

Sowohl die stratigraphische als auch die geometrische Evidenz liefert keinen konkreten Beweis für einen spätpaläozoischen Ursprung der ZBZ; Alle Daten fügen sich jedoch gut in diese Hypothese ein. Einzig für die angrenzende Wehratalverwerfung kann aufgrund von Aufschlüssen gezeigt werden, dass sie einen spätpaläozoischen Ursprung hat. Da beide Bruchsysteme zusammenhängen, gilt dies somit auch für die ZBZ.

Verdankungen

Das Entstehen der vorliegenden Arbeit wurde durch Unterstützung aus dem Projekt Nr. 4.904–0.85.20 des Schweizerischen Nationalfonds für wissenschaftliche Arbeiten ermöglicht.

Auch Prof. H. Laubscher, der mir während der Entstehung mit Rat zur Seite stand, soll herzlicher Dank zukommen. P. Diebold und T. Noack, sowie Prof. S. Schmid trugen mit fruchtbaren Diskussionen wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Herzlich bedanken möchte ich mich ausserdem bei allen Kollegen des Geologisch-Paläontologischen Institutes in Basel, insbesondere seien hier P. Jordan, D. Böhi und Th. Bitterli erwähnt.

BIBLIOGRAPHIE

ARTHAUD, F. & MATTE, Ph. 1975: Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l' Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics 25, 139–171.

— 1977: Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Bull. Geol. Soc. Amer. 88, 1305–1320.

BLÜM, W. 1989: Faziesanalyse im Rotliegenden des Nordschweizer Permokarbon-Trogs (Hochrhein-Region zwischen Basel und Laufenburg). Eclogae geol. Helv. 82/2, 455–489.

DIEBOLD, P. 1988: Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlefrage der Nordschweiz. Vjschr. natf. Ges. Zürich 133/1, 143–174.

GONZALEZ, R. 1989: Geologische Neukartierung und tektonische Interpretation der Zeininger Verwerfungszone. Diplomarbeit Univ. Basel.

GÜRLER, B., HAUBER, L. & SCHWANDER, M. 1987: Die Geologie der Umgebung von Basel mit Hinweisen über die Nutzungsmöglichkeiten der Erdwärme. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 160.

HEUSSER, H. 1926: Beiträge zur Geologie des Rheintals zwischen Waldshut und Basel (mit besonderer Berücksichtigung der Rheinrinne). Dissertation Univ. Basel.

KLIGFIELD, R. et al. 1986: Construction of Geologic Cross Sections Using Microcomputer Systems. Geobyte 1/2, 60–66.

LAUBSCHER, H. 1971: Das Problem der Rheintalflexur und Tafeljura. Eclogae geol. Helv. 64/1, 157–162.

— 1982: Die Südostecke des Rheingrabens – ein kinematisches und dynamisches Problem. Eclogae geol. Helv. 75/1, 101–116.

— 1986: The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. Geologische Rundschau 75/3, 535–553, Stuttgart.

— 1986b: Expertenberichte zum Projekt Gewähr: Struktur des Grundgebirges und des Paläozoikums in der Nordschweiz. Bundesamt für Energiewirtschaft, Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen, Würenlingen.

— 1987: Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. Eclogae geol. Helv. 80/2, 287–303.

LUTZ, M. 1964: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwaldrand zwischen Wiesental und Hochrhein. Oberrhein. Geol. Abh. 13/1–2, 75–122.

MATTER, A., PETERS, TJ., BLÄSI, H.-R. & ZIEGLER, H.-J. 1987a: Sondierbohrung Weiach-Geologie. Nagra technischer Bericht NTB 86–01, Nagra, Baden.

MATTER, A., PETERS, TJ., ISENSCHMID, CHR., BLÄSI, H.-R. & ZIEGLER, H.-J. 1987b: Sondierbohrung Riniken-Geologie. Nagra technischer Bericht NTB 86–02, Nagra, Baden.

MÜLLER, W.H., HUBER, M., ISLER, A. & KLEBOTH, P. 1984: Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1: 100 000. Erläuterungen. Nagra technischer Bericht NTB 84–25. Nagra, Baden und Schweiz. Geol. Kommission.

SANFORD 1959: Analytical and Experimental Study of Simple Geologic Structures. Bull. geol. Soc. Amer. 70, 19–52.

SCHMASSMANN, H. & BAYRAMGIL, O. 1945: Stratigraphie, Petrographie, Paläogeographie der Perm Formation im schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlefrage der Nordwestschweiz. Tätber. natf. Ges. Basell. 15, 17–117.

SUTER, R. 1915: Geologie der Umgebung von Maisprach. Dissertation Univ. Basel.

Manuscript received 1 March 1990
Revision accepted 28 June 1990