

# Zur Geologie des Erdbebens von Basel 1356

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Neujahrsblatt / Gesellschaft für das Gute und Gemeinnützige Basel**

Band (Jahr): **184 (2006)**

PDF erstellt am: **21.06.2024**

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Zur Geologie des Erdbebens von Basel 1356

Hans Peter Laubscher

## Zusammenfassung

Die direkte Information über das Erdbeben von Basel 1356 lässt sich nur schwer naturwissenschaftlich deuten. Am meisten verspricht noch der geologisch-historische Ansatz, wenn man die Erdbewegungen in den vergangenen 30 Mio. Jahren ins Auge fasst. Dabei zeigt es sich, dass der Beanspruchungsplan der Region Basel nach den Einbrüchen des Rheingrabens (im Zeitabschnitt zwischen 40 und 24 Mio. Jahren vor heute) sich radikal verändert hat. Vor etwa 24 Mio. Jahren stellte sich die auch heute noch angenähert verwirklichte Situation ein, dass die grösste Zusammenpressung eine ungefähre NW-Richtung annahm. Dabei wurden alte Brüche, vor allem solche, die im späten Palaeozoikum gebildet worden waren (vor 280–250 Mio. Jahren), reaktiviert. Insbesondere wurden die randlichen Verwerfungen eines tiefen ONO–WSW verlaufenden, spätpalaeozoischen Troges von neuem bewegt (Störungen von Habsburg-Mont Terri und vor allem von Mandach-Montbéliard). Diese Störungen haben ungefähr die Richtung des Schadenfeldes des Bebens von 1356, und da sie überdies nachweislich zum Teil noch in der jüngsten geologischen Vergangenheit (ab etwa 2 Mio. Jahren vor heute) wiederbelebt wurden, sind sie die plausibelsten Kandidaten für das Beben auslösende Brüche. Sie liegen an der nördlichen Grenze einer 2000 km breiten Plattengrenzzone (etwa Atlas–Alpen) zwischen der afrikanischen und der europäischen Platte, die sich gegenwärtig mit der mässigen Geschwindigkeit von ca. 8 mm/Jahr aufeinander zu bewegen. Allerdings liegt der tektonisch und seismisch aktivste Bereich dieser Zone heute weit im Süden der Alpen, so dass nur noch ein geringer Teil der Zusammenpressung bis in die Region von Basel gelangt und dort die Narben der uralten Bruchwunden wieder aufreisst und dabei Beben erzeugt. Die Region Basel erscheint damit als Gebiet von mässiger Gefährdung durch Erdbeben. Allerdings sind die Bewegungen an der Mandach-Montbéliard-Störung sehr komplexer Art, und seltene stärkere Beben sind nicht auszuschliessen. Die komplexe Situation verunmöglicht eine exakte Vorhersage.

## Vorbemerkung

Basel ist erdbebenbewusst. Darum hat das Naturhistorische Museum Basel vor einigen Jahren eine spezielle Ausstellung organisiert: «Die Erde bebt – auch in Basel». Tatsächlich: Während der Niederschrift dieses Artikels meldet die baz vom 13. Mai 2005: «Erneut bebte in der Region die Erde», und zwar mit Epizentrum bei Balsthal (s. unten). Ein zweites nennenswertes Beben ereignete sich dieses Jahr in St. Ursanne (beide Ortschaften sind auf der Abb. 6 zu finden). Dies sind nur gerade zwei von zahllosen kleinen Beben, die in der



Region Basel registriert worden sind. Keines hat die Schäden verursacht, wie sie vom vermutlich stärksten historischen Beben nördlich der Alpen, dem Erdbeben von Basel 1356, berichtet werden. Es ist Ziel dieses Artikels, die geologische Grundlage aller dieser Beben zu skizzieren.

## **Die Sachlage: die Qualität der Information zum Erdbeben von Basel**

Die Information über das Erdbeben von Basel ist vor allem, wie es im naturwissenschaftlichen Jargon heisst, «anekdotischer Natur». Damit soll gesagt sein, dass zwar etwas Schreckliches geschehen sein muss, aber wieviel z.B. Wurstisens Zeichnung zur Abschätzung von naturwissenschaftlich verwendbaren Daten hergibt, ist fraglich. Da aber ein Wurstisensches Szenario doch wieder einmal Wirklichkeit werden könnte, sind in letzter Zeit grosse Anstrengungen unternommen worden, um mess- und zählbare Daten zu gewinnen und damit Näheres über Ursache, Werdegang und Konsequenzen dieses «stärksten Erdbebens nördlich der Alpen» aussagen zu können.

Die historischen und archäologischen Daten werden in diesem Band von Werner Meyer gewürdigt. Die Beurteilung dieser Information, die weitgehend schon von Mayer-Rosa und Cadiot (1979) diskutiert worden ist, wird von Meyer noch eine Stufe kritischer geprüft. Kurz zusammengefasst scheint gesichert, dass ein in grossen Zügen elliptisches Schadenfeld existierte, das sich in etwa WO-Richtung von Dijon nach Basel erstreckte, mit leichter Neigung gegen WSW. Ausserdem ist eine Konzentration der Schäden im Birseck festzustellen.

Man hat versucht, aus diesen Daten Schlüsse zu ziehen für die Stärke des Bebens und die Lage des Epizentrums (Mayer-Rosa u. Cadiot 1979, Meyer et al. 1994). Den Autoren dieser Schätzungen war bewusst, dass sie sich auf eher dünnem Eis bewegten. Es gibt Faustregeln, die darauf abzielen, aus der Grösse des Schadenfeldes auf die Stärke des Bebens zu schliessen (1356: Magnitude 6.2 bis 6.4). Das Epizentrum kommt ins Zentrum der grössten Schäden zu liegen, und das ist, wenn man die gemeldeten Schäden etwas gutgläubig interpretiert, etwa halbwegs zwischen Basel und dem Burgenkranz des Birsecks, also etwa bei Therwil.

Darf man aufgrund dieser ersten, versuchsweisen Folgerungen noch einen Schritt weitergehen und Schlüsse ziehen für die Existenz und Lage einer das Erdbeben auslösenden Bruchstörung im Untergrund? Das ist bekanntlich in jüngster Zeit geschehen (Meyer et al. 1994 und vor allem Meghraoui et al. 2001). Allerdings haben dabei Vermutungen und Argumentationen einen weiten Spielraum. Es sind vor allem geomorphologische Kriterien beigezogen worden. So spielt für Meyer et al. (1994) der topographische Abbruch der Jurafront gegen die oberrheinische Tiefebene im Bereich der Bürgerwaldkette zwischen Oltingue und Vendlincourt eine hervorragende Rolle. Laubscher (1971, 2001) hatte diesen Abbruch, zusammen mit der Landskronkette, den frühen Flexuren (vor 40–24 Mio. Jahren) der «Transferzone von Basel-Dijon» (Laubscher 1970) zugeordnet und zudem nach den Ergebnissen der Exploration der Nagra im Aar-



gauer Jura (Sprecher u. Müller 1986, Laubscher 1986) eine Fortsetzung dieser Störungszone in die Störung von Mandach ins Auge gefasst. Zu einem ähnlichen Schluss gelangen Ustaszewski et al. (2004, 2005; vgl. auch Giamboni et al. 2004a, b). Sie möchten wie Laubscher auch noch die Blauen- und Landskronkette der Bürgerwaldkette beifügen. Andererseits hat man auch spekuliert, dass der NNO verlaufende Abbruch des Bruderholzplateaus gegen das Birstal der Existenz eines aktiven Bruches zu verdanken sein könnte, der beim Erdbeben bis an die Erdoberfläche aufgebrochen sei, und hat versucht, durch Grabungen diesen Bruch nachzuweisen (Meghraoui et al. 2001). Es wurden dabei sogar Gleitflächen gefunden, die als Bestätigung dieses Bruches gehandelt wurden. Doch sind sie es wirklich?

Zusammenfassend lässt sich zunächst feststellen, dass der Artikel von Meghraoui et al. ein grundlegendes Gebot erdwissenschaftlicher Induktion verletzt, nämlich das der Formulierung multipler Arbeitshypothesen, unter denen dann die mit den Daten verträglichste und beste gewählt werden kann. Was die bei den Grabungen («Trenching») zutage geförderten Gleitflächen betrifft, so sind zwei Hypothesen möglich: 1. Gleitflächen von Rutschungen und 2. Gleitflächen von Brüchen. Sie sehen gleich aus, aber die zweite Hypothese ist zu verwerfen, weil sie nicht ins heutige Spannungsfeld passt (vgl. Abb. 2, 9, 10). Alle die zweite Hypothese stützenden Argumente sind bei dieser Sachlage an sich belanglos. Weil sie aber in besagtem Artikel einen derart breiten Raum einnehmen und der Artikel in der renommierten Zeitschrift «Science» erschienen ist und damit internationale Aufmerksamkeit beansprucht, sei trotzdem kurz darauf eingegangen.

Der Artikel basiert auf der morphologischen Interpretation (Luftphotos) der Böschung des Bruderholzplateaus gegen das Birstal. Es wird ein bisher unbekannter «Reinach-Basel-» oder «Reinach-Bruch» postuliert. «Ground-penetrating Radar» und Seismik sowie Geoelektrik werden als zusätzliche Explorationsmittel erwähnt, aber nicht näher präsentiert. Den breitesten Raum nimmt die morphologische Interpretation ein, zusammen mit den Ergebnissen von Schlitzgrabungen («Trenching»). Dieses Trenching hat hangabwärts gerichtete Gleitflächen an den Tag gebracht, mit der Dislokation quartärer Sedimente, die ebenfalls geomorphologisch interpretiert werden. C14-Datierungen werden vorgestellt und verschiedenen Bruchbewegungen zugeordnet. Es werden Quantifizierungen vorgenommen: Die Sprunghöhe von 0,6 bis 0,8 m, zusammen mit einer seismogenen Tiefe von 15 km und einer Rupturlänge von 15–20 km, ist kompatibel mit einer aufgrund der historischen Schadenmeldungen geschätzten Magnitude von 6.2 bis 6.4. Die als Bruchspur postulierte Böschung des Bruderholzplateaus ist aber nicht lang genug. Eine morphologische Identifikation der Fortsetzung des «Reinach-Bruchs» gegen Süden, um die geforderte Länge zu erreichen, gelingt zwar nicht, doch spekulieren die Autoren über eine mögliche Verlängerung «durch den Jura hindurch». Die geologischen Daten sprechen aber gegen diese Spekulation (z.B. Laubscher 2005a).

Was den hauptsächlichen Inhalt der Publikation betrifft, so bekundet der Schreiber damit etliche Mühe. Er hat jahrzehntelang Luftfotos in den verschiedensten Teilen der Erde als Hilfe bei geologischen Geländearbeiten benutzt, zusätzlich auch Gebiete rezenter Erdbeben überflogen und die nähere und weitere Gegend von Basel intensiv untersucht und dabei die Erfahrung gemacht, dass bei der morphologischen Interpretation von Bruchlinien grosse Vorsicht geboten ist.



Unbestritten ist, dass die Tektonik bei der Entwicklung der Geländeformen eine wesentliche Rolle spielt, aber die Umkehrung dieser Feststellung, dass nämlich die Geländeformen untrügliche Schlüsse über die Entwicklung der Tektonik zulassen, gilt nicht. Die Tektonik – der Gebirgsbau – ist ein endogenes Phänomen, das von Energien des Erdinnern gespeist wird; die Geländeformen sind exogener Natur, sie sind vom Energiehaushalt der Erdoberfläche bestimmt (Schweregefälle, Niederschläge, Eisbewegungen). Exogene Vorgänge zerstören die von der Tektonik geschaffenen Schweregefälle. Deshalb sind morphologische Lineamente auf die verschiedenen möglichen Mechanismen hin zu untersuchen, die ein solches lineares Muster erzeugen können, vor allem also auch auf die die tektonischen Effekte herabmindernden Vorgänge. Jedermann, der sich mit dem Erscheinungsbild rezenter Erdbeben beschäftigt hat, ist beeindruckt vom massenhaften Auftreten von Hangrutschungen und Bergstürzen, die durch die Erschütterungen ausgelöst werden, und zwar in erster Linie nicht an einer aktiven Bruchfläche, sondern an instabilen Hängen der weiteren Umgebung (um nur zwei Beispiele zu nennen: Alaska 1964, Guatemala 1976).

Für das vorliegende Beispiel «Abbruchrand des Bruderholzplateaus gegen das Birstal» liegt eine Fülle geologischer Information vor, die von den Autoren nur teilweise und beiläufig erwähnt wird. Zu nennen sind vor allem die Arbeiten von Gürler et al. (1987) über die Geologie der Umgebung von Basel, welche u.a. den Untergrund des Birstals anhand von seismischen Linien erkundet haben, kombiniert mit der Oberflächeninformation der Arbeiten von Herzog (1956) und der Karten des Geologischen Atlas der Schweiz, Blätter 1047 Basel und 1067 Arlesheim.

Den Geologen sind dort bis anhin keine Brüche aufgefallen, wohl aber zahlreiche Hangrutschungen, die ebenfalls Gleitflächen produzieren, wie sie in den Schlitzgräben auftreten (Bitterli-Brunner et al. 1984). Solche Rutschungen sind vor allem bekannt von den tertiären Mergeln, welche die Hochterrassen- und Deckenschotter der Plateaus beiderseits des Birsigtals unterlagern. H. Fischer, der das fragliche Gebiet für das Blatt Arlesheim des Geologischen Atlas der Schweiz (Bitterli-Brunner et al. 1984) während 16 Jahren untersucht und dabei in mühseliger Kleinarbeit die jeweils offenen Baugruben und Strassenanschnitte aufgenommen hat (nur dort kann man genaue Beobachtungen machen), fragt sich, wie man nur auf die Idee gekommen sei, in diesen Rutschgebieten durch Grabungen einen Bruch nachweisen zu wollen (persönliche Mitteilung 2004).

Zwar ist es richtig, dass der Verlauf des Birstals tektonisch bestimmt ist. Nach den vorliegenden geologischen Daten beruht diese Bestimmung aber auf den dominanten Strukturen, nämlich der Rheintalflexur und der Mulde von St. Jakob (s. Abb. 6 und Gürler et al. 1987). Der postulierte «Bruch von Reinach-Basel» liegt auf dem Westschenkel der (tektonischen) Mulde von St. Jakob (Atlasblätter Basel 1047 und Arlesheim 1067 sowie Gürler et al. 1987), in welcher die Birs fließt, und ist ständigen Hangrutschungen ausgesetzt, auch solchen, die womöglich durch das Erdbeben von 1356 ausgelöst wurden. Die C14-Bestimmungen sagen deshalb nichts aus über einen möglichen Bruch. Merkwürdigerweise werden auch Bergstürze in der Gegend von Seewen als mit dem «Bruch von Reinach» kompatibel angeführt. Das sind eindeutig Geländebewegungen in der weiteren Umgebung eines möglichen Erdbebenbruchs.

Bei all diesen Aufzählungen von mit dem «Reinach-Bruch» kompatiblen Daten bleibt die entscheidende Inkompatibilität unerwähnt, dass nämlich ein ca. Süd–Nord ver-



laufender Abschiebungs-/Dehnungs-Bruch überhaupt nicht in das gegenwärtige, durch zahlreiche Bebenmechanismen belegte Spannungsfeld passt (vgl. dazu den Erdbebenschwarm von Balsthal 2005, Abb. 9). Dieses würde eine «sinistrale Transpression» verlangen, eine Störungszone, die durch eine Kompressionskomponente und eine Horizontalverschiebung (vgl. Abb. 10) charakterisiert wäre, wie dies durch den rezenten Erdbebenschwarm von Balsthal belegt ist.

Endlich ist darauf hinzuweisen, dass die Einschätzung, dass das Bruderholzplateau in jüngerer Zeit um die ganze Böschungshöhe am Reinach-Bruch gehoben worden sei, der regionalen Geologie widerspricht. Diese verlangt eine regionale Hebung, in die sich die Flüsse des Juras und seiner Umgebung eingegraben haben. Dies gilt nicht nur für die Birs, sondern auch für den Rhein, den Birsig und die z.T. canyonartig eingetieften Täler des Tafeljuras (Ergolzthal und seine Nebenflüsse). Allenfalls hat eine gewisse Versetzung an der Rheintal-Flexur stattgefunden.

Weil also die unmittelbar auf das Erdbeben selbst beziehbaren Daten nicht allzuviel hergeben, scheint es geboten, zu versuchen, aus der geologischen Geschichte der Gegend von Basel-Dijon Weiteres zu erfahren. Welche Bewegungsspuren charakterisieren die letzten Millionen Jahre? In was für einem übergeordneten Plan haben sie sich vollzogen? Beginnen wir mit dem grossregionalen Umfeld.

## **Das plattentektonische Umfeld des Erdbebens von Basel 1356** (Abb. 1)

Heute weiss jedermann, dass die Erdkruste in Platten zerlegt ist, die sich in unterschiedlicher Bewegung befinden, sich dabei aneinander reiben und Erdbeben erzeugen. So sind die Ränder der pazifischen Platte in Nordamerika und Japan besonders intensive Erdbeben-gürtel, wie auch, in etwas bescheidenerem Masse, die Grenze der Afrika- zur Europa-Platte.

Aber das mit den Plattengrenzen ist so eine Sache. Sie werden meist der Übersicht halber als scharfe Linien gezeichnet, sind aber in Wirklichkeit gewöhnlich über 1000 km breite komplexe Zonen. So ist der berühmte San-Andreas-Bruch in Kalifornien nur ein besonders aktiver Zweig eines Gewebes von Brüchen, das sich weit über Kalifornien hinaus bis in einen Gürtel erstreckt, der von Nevada nach Idaho und sogar noch weiter nach Osten reicht. Und die Afrika-Europa-Plattengrenze umfasst die 2000 km breite Zone vom Atlas im Süden bis zu den Alpen im Norden mit dem Mittelmeer dazwischen (Abb. 1a).

Plattengrenzen sind aber nicht nur komplizierte Gewebe, sie haben auch die unangenehme Tendenz, ihre Gestalt dauernd zu verändern. So waren die Alpen ein besonders aktiver Zweig bis vor etwa 6 Millionen Jahren, dann wurde die hauptsächliche Aktivität nach Süden, in den Appennin, zurückverlegt (Abb. 3). Was das Molassebecken im Vorland der Alpen ist, das wurde das Po-Becken unter der Po-Ebene im Vorland des Appennins, oder besser gesagt, im Vorland des Neoappennins, denn auch der Appennin hat eine längere Geschichte (Abb. 1).



Die gegenwärtige gesamte Konvergenz von 8 mm/Jahr zwischen Afrika und Europa (DeMets et al. 1990) wird deshalb heute vermutlich durch die besonders aktiven Bebenzonen von Nordafrika-Süditalien und Adria-Tyrrhenis aufgenommen; für die schwach aktiven Zonen der Alpen und des Rhein-Rhone-Grabensystems bleibt also nur ein geringer Rest (Vgl. Ustaszewski et al. 2004).

Wie passt nun das Erdbeben von Basel in dieses Plattenszenario?

## **Plattengrenzen und Schwächestellen (Narben)**

Basel liegt am Südende des Rheingrabens, dem tektonischen Untergrund der Oberrheinischen Tiefebene, man möchte meinen weitab von den Alpen. Deshalb ist das Erdbeben von Basel traditionellerweise mit der Entstehung und Entwicklung des Rheingrabens in Zusammenhang gebracht worden. Heute weiss man aber, dass das so einfach nicht geht. Erstens ist der Rheingraben vor etwa 40 Mio. Jahren entstanden, in einem ganz andern plattentektonischen Plan (Abb. 2 und Laubscher [2001], Schumacher [2002]). Und zweitens verfügt man heute über zahlreiche Daten zur gegenwärtigen Spannungsverteilung im nördlichen Vorland der Alpen, die nach einem ganz neuen Szenario verlangen (z.B. Deichmann et al. 2004). In diesem Szenario spielt der Rheingraben nur noch die Rolle einer ererbten Schwächezone oder Narbe in der Kruste, die sich bei den Plattenbewegungen besonders leicht aufreißen lässt: Die Erdkruste hat ihre Geschichte, und diese hat Narben hinterlassen. Sie ist weit davon entfernt, eine homogene Scheibe zu sein.

Wenn sich also eine solche vernarbte Platte an der Nachbarplatte reibt, treten Spannungen auf. Diese kann man am einfachsten an einem Modell sichtbar machen (Abb. 5). Als Modellmaterial wird häufig nasser Ton auf einem Metallblech verwendet. Man markiert den Tonkuchen mit Kreisen und drückt ihn in horizontaler Richtung etwas zusammen. Die Kreise werden dabei zu Ellipsen deformiert, deren kurze Achsen die Kompressionsspannungen anzeigen, während die langen Achsen, etwas unscharf ausgedrückt, die senkrecht dazu gerichteten Zugspannungen repräsentieren. Diese Ellipsen sind Ausdruck eines den ganzen Tonkuchen durchsetzenden Spannungsfeldes (Abb. 5).

Auf Abb. 2 ist der Rheingraben mit Basel eingezeichnet. Man kann erkennen, wie verschieden das Spannungsfeld zur Zeit der Bildung des Rheingrabens vor ca. 40 Millionen Jahren im Vergleich mit dem heutigen Spannungsfeld (ermittelt vor allem aufgrund der Mechanismen von zahlreichen kleinen Erdbeben) ausgesehen hat.

Es zeigt sich, dass das heutige Spannungsfeld offenbar die momentane Richtung der Kollision von Afrika und Europa widerspiegelt. Man darf wohl folgern, dass damit das Erdbeben von Basel ein Plattengrenzen-Beben gewesen ist. Wie aber soll man sich diese heutige Plattengrenze vorstellen?



# Die regionale Blockstruktur der gegenwärtigen Afrika-Europa-Plattengrenze

Abb. 1 (Karte) und Abb. 3 (Profil) zeigen in stark vereinfachter Form das nördliche Randgebiet der Afrika-Europa-Plattengrenze mit ihren Unterteilungen. Sie reichen vom seit dem Pliozän (vor 5 Mio. Jahren) stark aktiven Nordappennin mit seinem Hinterland, dem immer noch aktiven Einbruch der Tyrrhenis, durch das im wesentlichen inaktive Po-Becken und die schwach aktiven Alpen bis in das vergleichsweise ebenfalls schwach aktive Rhein-Rhone-Grabengebiet. Man erkennt, dass die nördliche Randzone der Plattengrenze in Blöcke (oder Teilplatten) zerlegt ist, die sich in unterschiedlicher Weise der Bewegung der Grossplatten von Afrika und Europa einordnen. Am wichtigsten für Basel scheint das aktive Blockpaar Neoappennin/Tyrrhenis-Adria zu sein.

Nach übereinstimmenden Datensätzen aus der Feldgeologie, aus dem durch Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen der Industrie ermittelten seichteren Untergrund und aus dem durch aufwendige Tiefen-Geophysik abgetasteten tieferen Untergrund kann man für die auf Abb. 1 dargestellten Teile der Plattengrenze folgendes Bewegungsbild entwerfen: Die Neoappenninen reiten auf den Adriatischen Block hinaus, während dieser unter die Appenninen abtaucht oder, im Fachjargon, «subduziert» wird. Gleichzeitig weicht der herabhängende Teil der Adriatischen Platte mit dem darauf reitenden Appennin gegen Norden und Osten zurück (im Fachjargon als «Rollback» bezeichnet), was zur Folge hat, dass im Rücken des Appennins die Tyrrhenis einbricht.

## Ein Narbengeflecht in der Gegend von Basel (Abb. 4, 6)

Das nördliche Vorland dieses tektonisch besonders aktiven Blockpaars ist durch «Narben» vormals aktiver Blockgrenzen unterteilt, vor allem durch die Narbe der untermiozänen (vor 24 bis etwa 18 Mio. Jahren) und der obermiozänen (vor 16 bis etwa 6 Mio. Jahren) Alpen (zu denen auch unser Faltenjura gehört) und durch die Narbe des älteren Rhein-Rhone-Grabensystems (vor 40 bis etwa 26 Mio. Jahren). Beide Narben sind, wie gesagt, vergleichsweise schwach seismisch aktiv. Zur Zone der jungmiozänen Narbe in den Alpen gehören z.B. die durch gehäufte Erdbeben auffallenden Gebiete von Sierre und Chur (z.B. Deichmann et al. 2004), zur Narbe des Rhein-Rhone-Grabensystems namentlich das Erdbeben von Basel, aber auch die zahlreichen schwächeren Beben der Gegenwart in der Region Basel (Deichmann et al. 2004 und Abb. 7).

Wie die Spannungen der Afrikaplatte auf die Europaplatte durch das dazwischenliegende Blockgewirre (vgl. Abb. 1a) übertragen werden, ist zurzeit nur durch Vermutungen zu beantworten, zu komplex ist die physikalische Situation und zu spärlich die für ein umfassendes Modell nötige Information.

Solche Vermutungen führen z.B. zu folgendem Szenario: Aktivste Teile sind zurzeit der nordafrikanische-südditalienische Block, in etwas minderer Masse der Süd- und Westrand der Adria-Unterplatte. Auf sie übt die gegen NW treibende afrikanische Platte rings um den Appennin mit Hilfe der nordafrikanischen Unterplatten den Druck aus, der sich dann in den Narbenzonen des nördlichen Vorlands als Erdbeben entlädt.



Da die Platten nicht nur horizontal gegeneinandergestossen werden, sondern auch dem Sog der Schwerkraft unterliegen, stellen sich an den herabhängenden Rändern («Subduktionszonen») gravitative Einbrüche wie die Tyrrhenis oder auch die ähnlich geartete Ägäis ein.

## **Die lokale Blockstruktur: Das Feingewebe von Narben in der regionalen Rhein-Rhone-Narbenzone**

Auf Abb. 6 ist – in immer noch stark vereinfachter Form – eine grössere Anzahl von an der Oberfläche erkennbaren einzelnen Störungen eingetragen, welche als lokale Narben die regionale Narbenzone durchziehen. Für die Auslösung von Erdbeben einer gewissen Stärke kommen nur jene in Betracht, die auch noch in Tiefen von mehreren Kilometern existieren (vgl. dazu Deichmann et al. 2004). Denn je seichter ein Erdbebenherd, desto geringer ist die Spannungsenergie, die sich ansammeln kann, bevor das Gestein bricht, und je geringer diese Spannungsenergie, desto geringer die Bebenstärke.

In den vergangenen hundert Jahren sind durch viele Geologen Informationen gesammelt worden, die auch von Interesse für das Erdbeben von Basel sind. Von entscheidender Bedeutung waren die geophysikalischen, hauptsächlich reflexionsseismischen Untersuchungen der Nagra im aargauischen Tafeljura (Sprecher u. Müller 1986). Sie zeigten auf, wie eine 280 Mio. Jahre alte, tiefreichende Narbe in der Folge wiederholt aufge-rissen ist, namentlich im unteren Miozän vor ca. 20 Mio. Jahren (Laubscher 1986, Diebold 1990). Narben mit einer derartigen Geschichte geraten natürlich in den Verdacht, dass sie auch künftig unter günstigen Bedingungen wieder aufreissen könnten. Jedenfalls liefert die Störung von Mandach im Aargauer Tafeljura (Abb. 6) die sicherste (wenn auch nicht sichere) Vergleichsmöglichkeit für Narben, die auch in der Gegend von Basel als Auslöser eines Erdbebens in Frage kommen.

### **Störungen (Narben), die für das Erdbeben von Basel besonders in Frage kommen (Abb. 6, 7)**

Diese Narbe von Mandach und damit zusammenhängende Störungen sind auf Abb. 6 besonders hervorgehoben. In der Gegend von Basel verfügt man nicht über den Reichtum an geologischen und geophysikalischen Daten wie im Aargauer Tafeljura, doch sind verwertbare Spuren vorhanden. So zielt die Störung von Mandach gegen WSW in das Ergolzthal und die Verwerfungen von Gempfen, und die Störung von Habsburg lässt sich, allerdings nur mittelbar anhand der grossen Überschiebungen, die sie vor etwas weniger als 10 Mio. Jahren bei der Jurafaltung ausgelöst hat, über Eptingen gegen Büsserach verfolgen. Nach einer Aufsplitterung der Störung zwischen Büsserach und Glovelier erscheint eine Art Fortsetzung in der altbekannten Mont-Terri-Linie am Südrand der Ajoie (Abb. 6; Buxtorf 1907).



Sucht man nach einer Narbe, welche einigermaßen in die von den Schadenmeldungen 1356 angedeutete Basel-Dijon-Richtung passt, so ist diese (als Habsburg-Mont-Terri-Linie zusammenfassbare) Störung ein bevorzugter Kandidat. Wegen der besonders hohen Schadendichte im Birseck ist die etwa parallel dazu verlaufende (als Mandach-Montbéliard-Linie zusammenfassbare) Störung von Mandach-Gempfen-Landskron wohl noch wichtiger.

Nicht ganz ausser acht zu lassen sind aber auch einige S–N streichende Narben, wenn sich nämlich einmal herausstellen sollte, dass das Schadenfeld von 1356 nicht die bisher angenommene O–W- bzw. ONO–WSW gerichtete Längsachse aufgewiesen hat. In diesem Falle käme vor allem die Rheintalflexur in Frage (Abb. 6). Dass so gerichtete Narben gegenwärtig aufreissen, zeigt der Erdbebenschwarm von Balsthal 2005 (Abb. 9). Er liegt in der Fortsetzung der wichtigen Zeiningen Störung, die ungefähr parallel zur Rheintalflexur verläuft und deren Spuren auch in der Geologie der Oberfläche in Erscheinung treten (Laubscher 2005 b).

## **Denkbare Mechanismen für das Erdbeben von Basel**

Was für eine Art Bebenmechanismus ist in diesem Szenario zu erwarten? Abb. 10 zeigt die drei Haupttypen von Störungen in der Erdkruste. Wie die aufgrund der gegenwärtigen Beben ermittelten Herdmechanismen für die Sundgau-Rheingraben-Narbenzone zeigen, sind vor allem Horizontalverschiebungen aktiv (vgl. Abb. 9), dazu wenige Abschiebungen, aber kaum Überschiebungen. Für die oben ermittelten Hauptkandidaten für die Narbe, an der das Beben von 1356 ausgelöst wurde, gilt, dass sowohl Überschiebungen als auch Horizontalverschiebungen zu erwarten wären (Abb. 6; vgl. auch Abb. 11), da die NW–SO gerichtete Kompression schief auf die Mandach-Montbéliard-Narbe trifft. Man kann verschiedene Gründe vermuten für das gegenwärtige Fehlen von Überschiebungsbeben, sicher ist aber, dass sie nicht unmöglich sind.

Dabei ist fraglich, ob solche Überschiebungen bis an die Erdoberfläche dringen würden; denn es gibt zusätzlich zu den Bruchmechanismen das Phänomen des kataklastischen Kriechens, eine unmerkliche Bewegung an feinsten Rissen und Korngrenzen, wodurch der Druck vermindert wird, aber kaum messbare Beben ausgelöst werden. Solches Kriechen ist neben den anderen Deformationsarten immer aktiv, besonders aber bei langsamen Verformungen, wie wir sie in der äusseren Narbenzone der Europa-Afrika-Plattengrenze zu erwarten haben. Zeugnis dafür sind die Flexuren, die namentlich bei der Reaktivierung spätpaläozoischer Brüche im Untermiozän gebildet wurden (Abb. 8): Sie sind eine eher diffuse, über grössere Volumina verteilte und nicht an einer Bruchfläche konzentrierte Deformationsart. Auch heute sind bei erneuter Reaktivierung dieser Narben neben seltenen Überschiebungen solche Flexuren zu erwarten.

Ein besonders interessantes Bild ergibt sich, wenn man dem auf der Kartenskizze von Laubscher (2001, 2003) dargestellten Narbengeflecht die Karte der Bebenherde für die Periode 1975–2003 von Deichmann et al. (2004) überlagert (Abb. 7, 9, vgl. auch die Beben von St. Ursanne und Balsthal 2005). Zunächst fällt eine Süd–Ost verlaufende Linie auf, an der Beben gegenwärtig gehäuft auftreten. Sie fällt fast zusammen mit der Adler-



hof-Flexur (A) und den in ihrer südöstlichen Fortsetzung angedeuteten Störungen. Speziell hervorgehoben ist das auf dieser Linie gelegene Epizentrum des Bebens von Pratteln 1999 («P»). Die Richtung der grössten horizontalen Kompression für dieses Beben ist NW-SO (vgl. auch Abb. 2), und die entsprechende Horizontalverschiebung ist fast identisch mit dem Verlauf der Adlerhof-Flexur. Der Deutlichkeit halber ist das Epizentrum mit den gefolgerten Bebenmechanismen in einer kleinen Einsatzfigur an der rechten unteren Ecke von Abb. 9 wiederholt. Eine Spannungs- bzw. Deformationsellipse mit der dazugehörigen Dextralverschiebung weist darauf hin, dass hier eine Streckung in Richtung der Basel-Dijon-Transferzone und eine Kompression senkrecht dazu stattgefunden hat. Ein nahezu identischer Bebenmechanismus ergab sich für das Beben von Zeiningen 2003, mit einer Herdtiefe von 17 km (ebenfalls hervorgehoben, «Z»). Auch dieses liegt in der Nähe wichtiger Narben, nämlich einer SO-gerichteten Störung, etwa in der Fortsetzung des von den Brüchen von Rheinfelden und Maulsburg eingerahmten zentralen Dinkelberggrabens, oder auch der SW-verlaufenden Störung von Zeiningen. In deren Fortsetzung liegt übrigens, wie schon oben notiert, der Schwarm des Bebens von Balsthal 2005 und seiner Vor- und Nachbeben (Abb. 9, Einsatzfigur rechts unten).

Wie schon eingangs erwähnt (vgl. Abb. 6), sind mit die wichtigsten Narben solche in WSW-Richtung, insbesondere die Störung von Mandach. Sie entspricht dem im Untermiozän reaktivierten Nordrand des spätpaläozoischen Grabens von Konstanz-Frick (auch als Nordschweizerischer Permokarbondrog bezeichnet).

Keine dieser Narbenzonen liegt exakt senkrecht zur heutigen Richtung der maximalen Kompression. Bewegungen an einer solchen schief liegenden Narbe sind sehr komplex. Das gilt auch für die möglicherweise das Beben von Basel 1356 auslösende Störungszone Mandach-Montbéliard. Bewegungen an solchen schief liegenden Narben sind von grosser Bedeutung sowohl für die akademische wie auch für die praktische Geologie. Im Bestreben, derartige Bewegungen besser zu verstehen, sind zahlreiche Experimente an geeigneten, nach der Modelltheorie reduzierten Modellen durchgeführt worden, erst jüngst wieder im Verlauf einer Kampagne des Geologischen Instituts der Universität Basel in der Ajoie und im Sundgau (Ustaszewski et al. 2005; Abb. 11).

Bei diesen Experimenten (vgl. auch Richard et al. 1995) werden in der Regel mehrere Generationen sowohl von Horizontalverschiebungen wie auch von Überschiebungen erzeugt, die als fiederförmig angeordnete Zone der schiefen Narbe folgen. Wichtig sind dabei auch kurze Faltenstücke, also Produkte kriechender Deformation. An einer solchen schiefen Narbe sind dementsprechend neben aseismischen Kriechvorgängen sowohl Überschiebungs- wie auch Horizontalverschiebungs- und erst recht zwischen diesen Extremen liegende Bebenmechanismen zu erwarten. Möglicherweise sind die vielen schwachen Beben in unserer Gegend solchen kleinen Teilschritten zu verdanken, die am Ende, nach Tausenden von Jahren, als Beiträge zu einer umfassenderen Struktur von der Art der Abb. 11 erscheinen mögen. Wenn allerdings eine solche schiefe Narbe auf grösserer Distanz gleichzeitig aufbricht, dann ist zu erwarten, dass mehrere Beben dabei erzeugt werden. Das war vielleicht auch beim Erdbeben von Basel der Fall, ausschliessen lässt es sich jedenfalls nicht.

Die meisten der bedeutenderen Beben in unserer Gegend haben ihre Herde in 10 bis 20 km Tiefe, wie die Beben von Pratteln und Zeiningen. Man bezeichnet die Unter-



grenze der durch Erdbeben charakterisierten Oberkruste (oder seismogenen Zone) meist als spröd-duktiler Grenze (Abb. 3, 4). Das heisst, dass oberhalb dieser Grenze die meisten Gesteine auf Beanspruchung durch Brechen (sprödes Verhalten), darunter durch Kriechen (duktiler Verhalten) reagieren. Diese etwas unscharfe Grenze ist in erster Linie durch die Temperatur bestimmt, die ja mit der Tiefe zunimmt, in zweiter Linie auch durch den Druck der überlagernden Gesteinssäule.

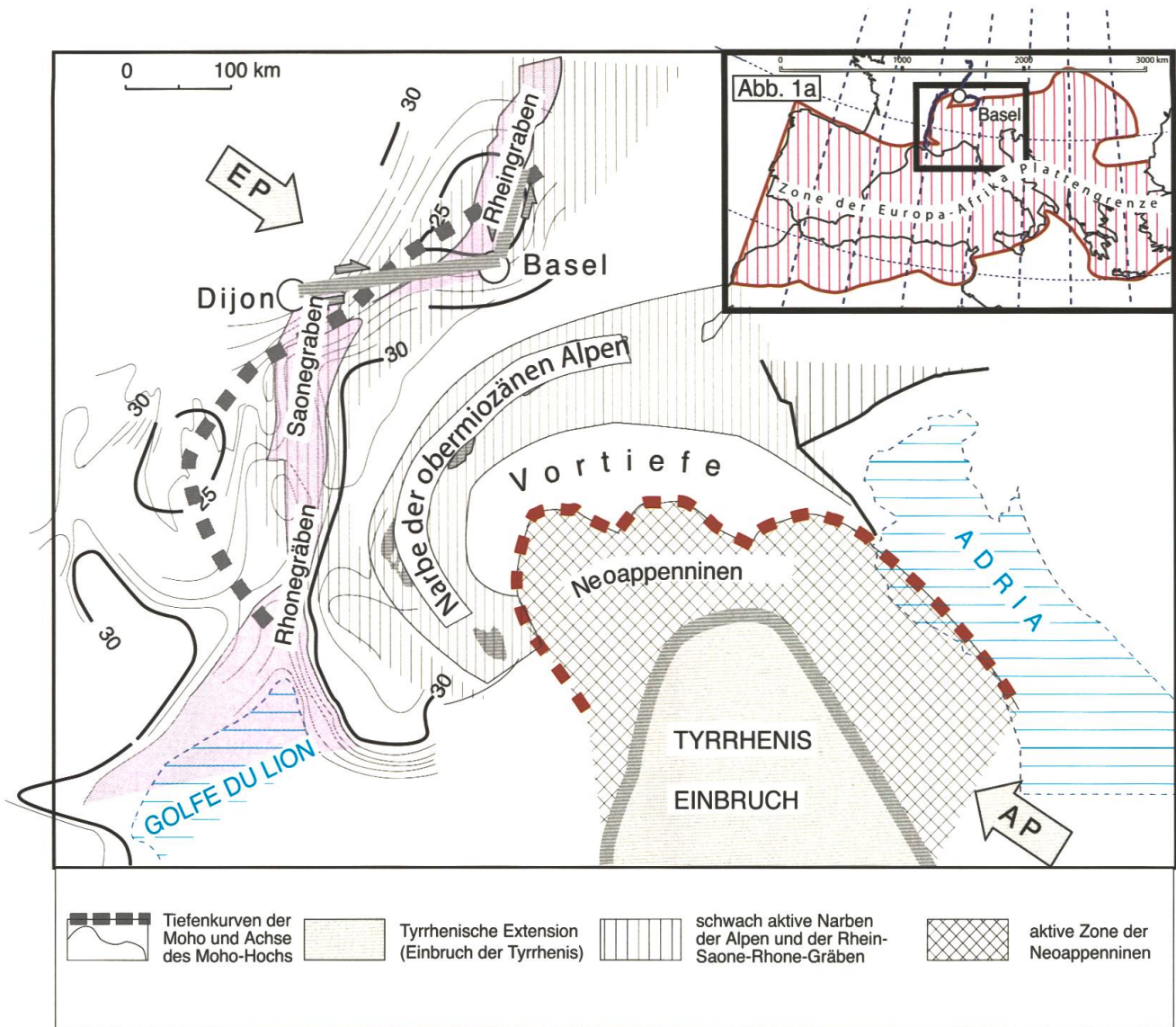
Eine plausible Annahme ist nach all den obenstehenden Erörterungen, dass das Hypozentrum des Erdbebens von Basel in etwa 20 km Tiefe gelegen hatte, und dass sich von diesem Punkt aus ein Bruch in Richtung Oberfläche ausbreitete, aber diese vermutlich nie erreichte, sondern in zerstreutes kataklastisches Fließen ausartete.

## Schlussfolgerungen

Das Erdbebengebiet von Basel liegt am nördlichen Rand der 2000 km breiten Zone der Plattengrenze Afrika-Europa, in der der Atlas, das Mittelmeer, die Appenninen und die Alpen liegen. Die gegenwärtigen Erdbeben sind verträglich mit einem Szenario, in dem Afrika und Europa gegen NW konvergieren, wobei die entstehenden Spannungen über das komplizierte Blockwerk der Plattengrenze übertragen werden. Innerhalb der Plattengrenzzone wechseln die aktivsten Bereiche ständig. Heute sind es an ihrem Nordrand besonders die Adriatische und die Appenninisch-Tyrrhenische Unterplatte, während die Alpen eher die Rolle einer Narbenzone aus früheren Bewegungen spielen, die unter den sich aufbauenden Spannungen besonders leicht wieder aufreissen kann. Eine ähnliche solche Narbenzone nördlich der Alpen ist die des Rheingrabens und seines Umfelds. Noch lässt sich nicht absehen, ob die Reaktivierung dieser Narbenzone je zum Aufbau eines Plattengrenzen-Gebirges führen wird.

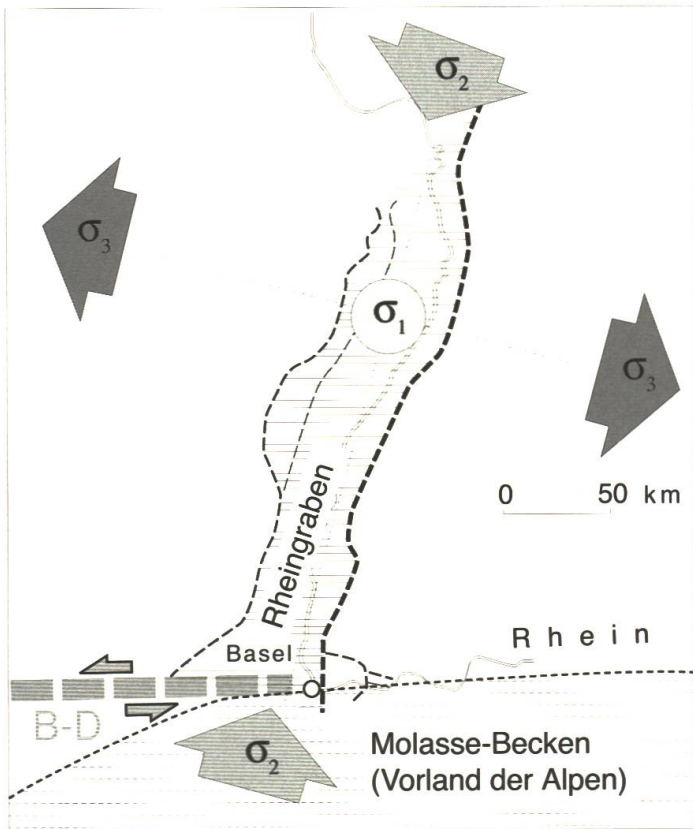
Was die Einordnung des Erdbebens von Basel 1356 in dieses Szenario betrifft, so ist man mangels umfassender Information auf Vermutungen angewiesen, die es erlauben, ein mit den Daten verträgliches Schema zu entwerfen. Ein solches sieht z.B. vor, dass das Erdbeben in einer Tiefe von vielleicht 20 km an einer etwa W-O bis WSW-ONO verlaufenden Narbe entstand und möglicherweise verknüpft war mit einer vermutlich im Untergrund blind endenden Überschiebung, vielleicht auch mit einer ONO-WSW verlaufenden Dextralverschiebung. Überschiebungsbeben sind selten, können aber besonders stark sein, dagegen sind Beben an Dextralverschiebungen gegenwärtig besonders häufig, aber schwach. Die Situation ist geometrisch und mechanisch derart komplex, dass eine physikalische (deterministische) Modellierung ausser Frage steht. Mithin ist nicht voraus-sagbar, wo und wann das nächste grössere Erdbeben in unserer Gegend zu erwarten ist und was sein Mechanismus sein wird. Die Zuflucht in statistische Modelle, aufgrund der Unmöglichkeit, deterministische Modelle zu entwickeln, hilft allerdings auch nicht weiter. Starke Beben sind selten, und eine Statistik seltener Ereignisse ist von fraglicher Bedeutung.



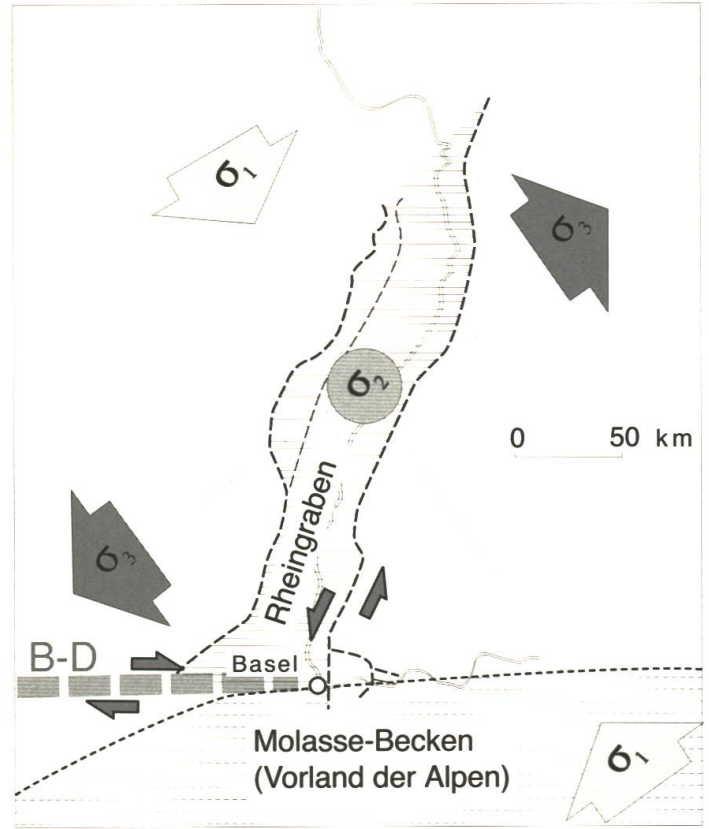


**Abbildung 1:**

Die Afrika-Europa-Plattengrenze. Die eingesetzte Abb. 1a zeigt, schematisch, die volle Breite der Plattengrenzzone (rot schraffiert). Das schwarze Rechteck gibt die Lage der Hauptfigur 1 an. Die ungefähre Aussengrenze der Zone wird durch das Hoch der Moho (Untergrenze der Kruste) markiert. Die Pfeile (EP = Europa-Platte, AP = Adria-Teilplatte) bedeuten die ungefähre Richtung der Platten-Konvergenz.



a-Palaeogen (40–24 Ma)



b-Neogen (nach 24 Ma)

**Abbildung 2:**

Ein Vergleich der Deformationsfelder («Spannungen», vgl. Abb. 5) im Palaeogen und im Neogen.

Ma = Millionen Jahre vor der Gegenwart.

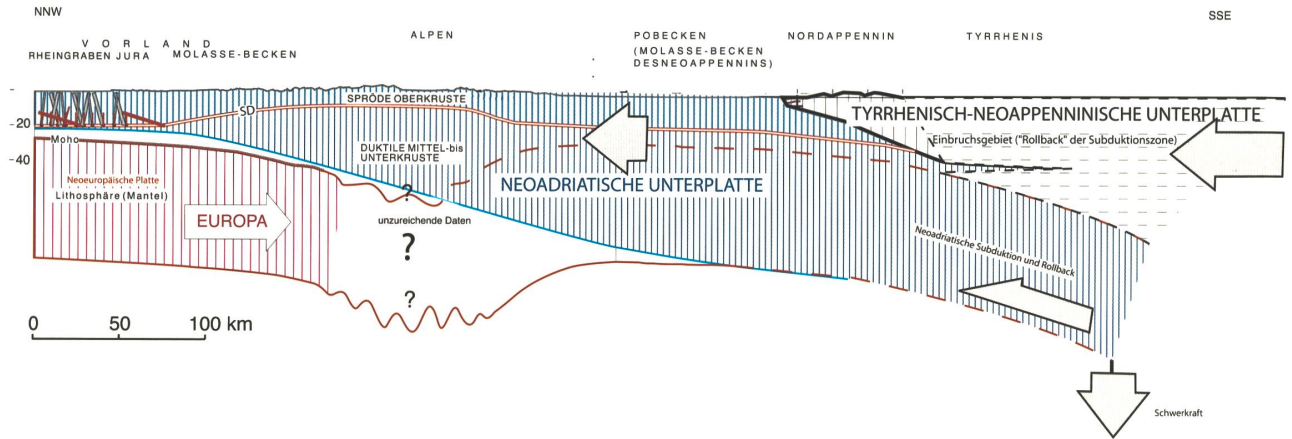
$\sigma_1$  = Richtung der grössten Kompression,

$\sigma_2$  = Richtung der mittleren Deformation,

$\sigma_3$  = Richtung der maximalen Dehnung.

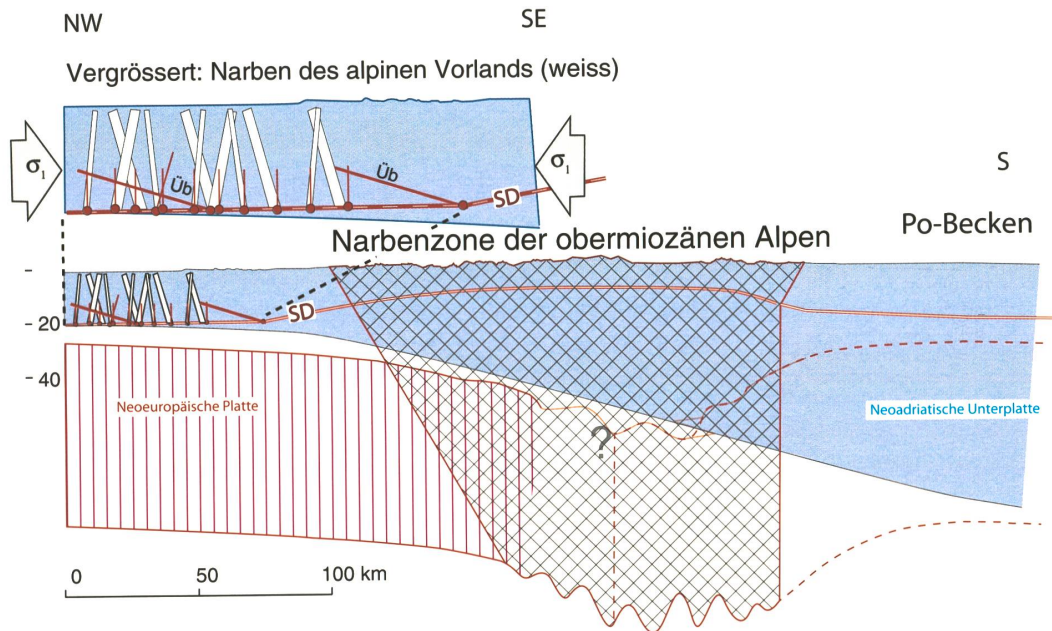
Kreise: Richtung senkrecht zur Oberfläche.





**Abbildung 3:**

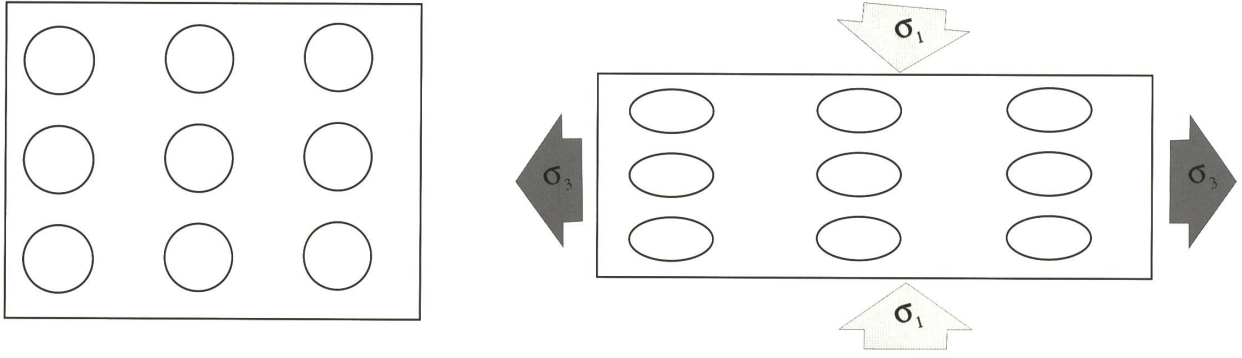
Profil durch den nördlichen Teil der Afrika-Europa-Platten-grenzzone (vgl. Abb. 1). Die an den Plattenbewegungen beteiligte Lithosphäre besteht aus einem vergleichsweise leichten Krustenteil (oberhalb «Moho») und einem schweren Mantelteil. Die Kruste ist weiter unterteilt in eine spröde deformierte obere und eine duktil deformierte untere Domäne. Grenze ist «SD». Im Bereich der alpinen Narbe ist der Mantel schlecht bestimmt. Der südliche Teil gehört zur Neoappenninischen Teilplatte. In der Narbenzone der Rhein-Rhone-Gräben am nördlichen Ende des Profils sind schematisch die lokalen Narben (grau) und die an ihnen ausgelösten Erdbeben und Brüche (rot) eingezeichnet, vgl. Abb. 4. «Neo-» bedeutet gegenwärtig aktive Platten bzw. Unterplatten.



**Abbildung 4:**

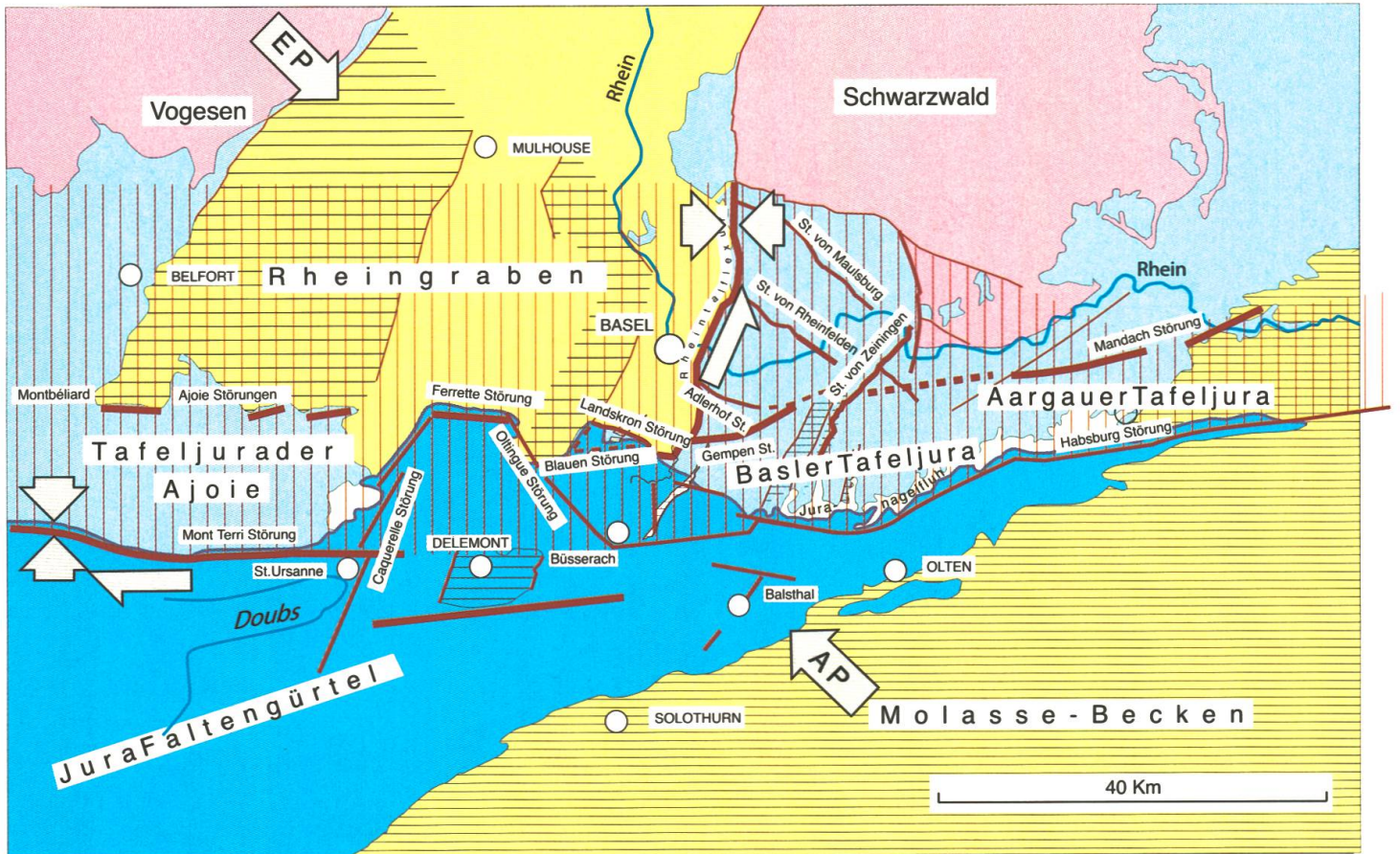
Vergrößerungen des Nordendes von Abb. 3: Die lokalen Narben (weiss) im Bereich der regionalen Rheingraben-Narbe. SD = spröd-duktiler Grenze. Die alten Störungszonen (Narben) sind steil eingezeichnet, weil sie im Untermiozän (vor 24–18 Mio. Jahren) als Transpressionszonen (vgl. Abb. 11) gedient hatten und vermutlich auch in der Gegenwart wieder vornehmlich als solche reaktiviert werden. Schematisch sind an der spröd-duktilen Grenze die Auslöseorte für Erdbeben (rote Kreise) und die von ihnen ausgehenden Brüche (rote Linien) eingezeichnet, darunter auch zwei seltene blinde Überschiebungen (Üb).





**Abbildung 5:**

Zum Begriff «Spannungsfelder». Ein Tonkuchen wird zusammengepresst und dabei in flacher Position gehalten. Vorgezeichnete Kreise (links) werden zu Ellipsen (rechts) deformiert. Dieses Deformationfeld bildet das Feld der im Innern der Platten verteilten Kräfte (Spannungen) ab. Vgl. Abb. 2.

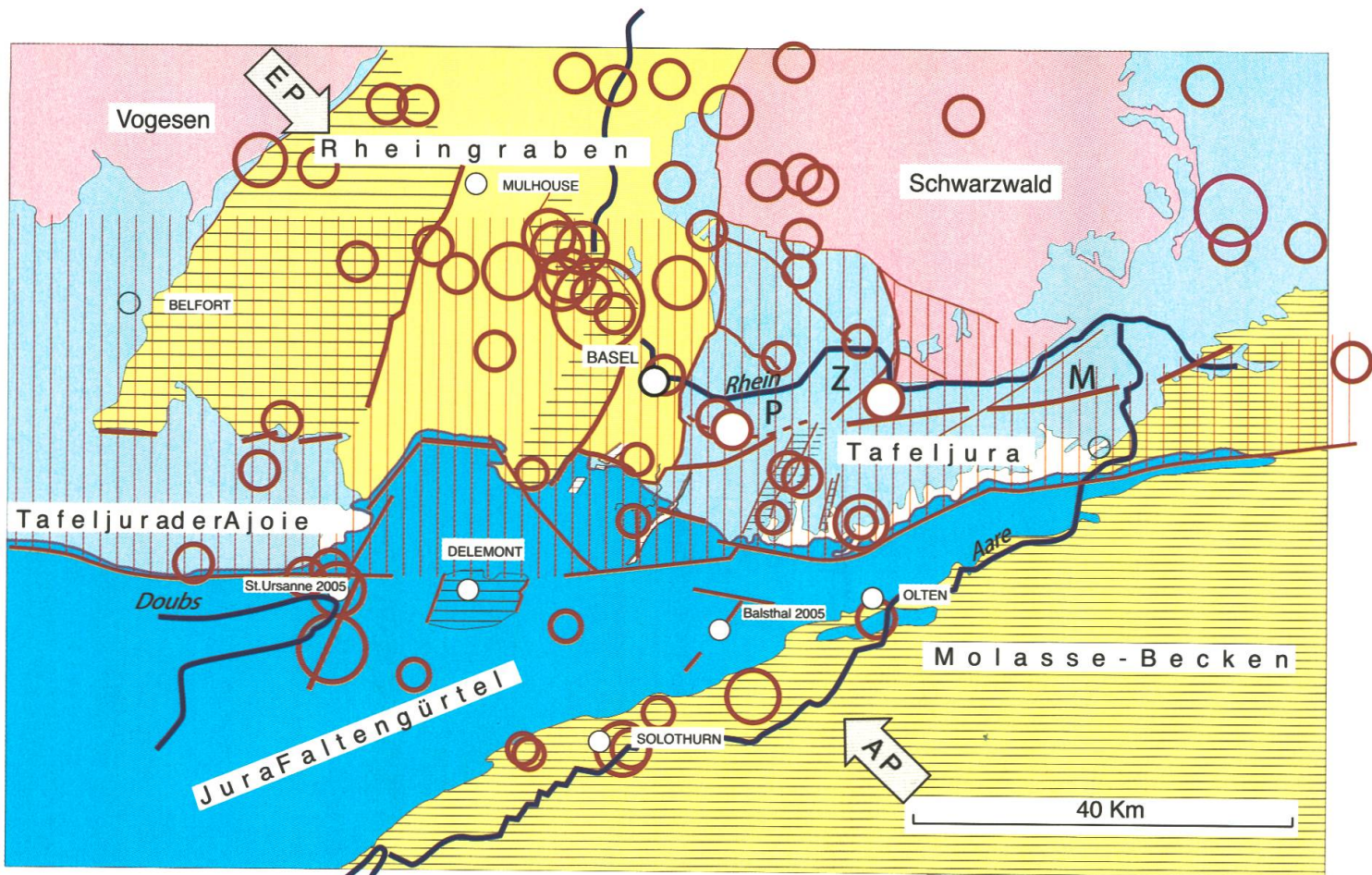


**Abbildung 6:**

Die hauptsächlich nach 24 Mio. Jahren vor der Gegenwart reaktivierten Narben (rot) in der weiteren Region von Basel. Besonders hervorgehoben (dicke Striche) sind die in die Richtung des mutmasslichen Schadenfeldes von 1356 weisen Störungen von Habsburg-Mont-Terri und Mandach-Montbéliard sowie die Rheintalflexur und die Störung von Zeiningen. Die Pfeile «EP» und «AP» deuten die gegenwärtige Konvergenz der europäischen und der afrikanischen (adriatischen) Platte an. Vertikal schraffiert (rot) ist die ungefähre Domäne der Basel-Dijon-Transferzone (Laubscher 1970). Horizontal schraffiert (schwarz) sind die besonders tiefen Einbrüche des Rhein-

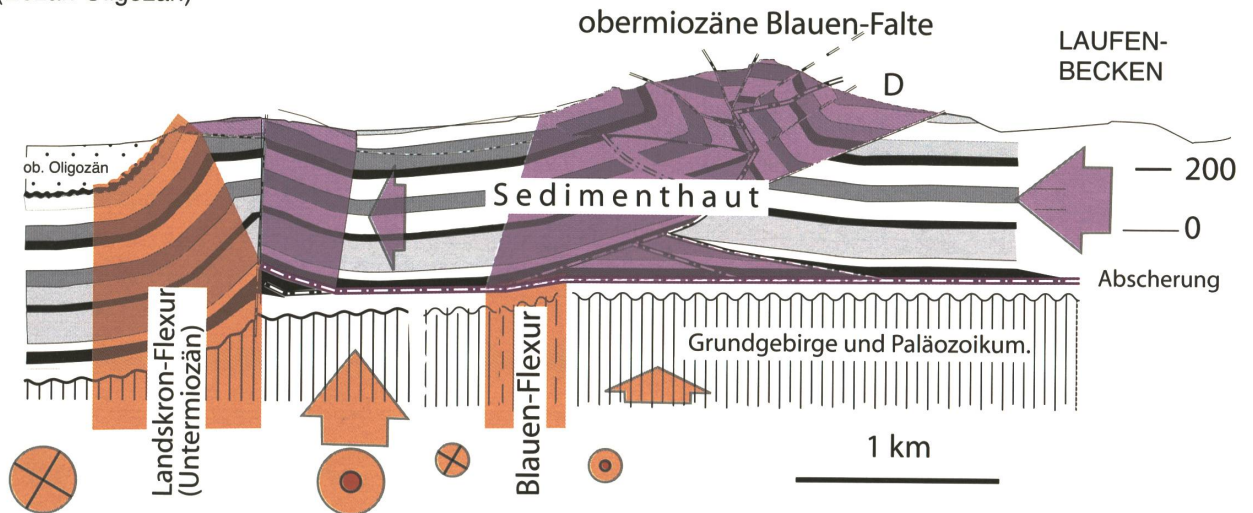
grabens im Eozän-Unteroligozän (vor 40–32 Mio. Jahren). Die grauen Pfeile geben die anzunehmenden Komponenten der Schubrichtung an wichtigen Narben an, wobei die Halbpfeile horizontale Scherkomponenten bedeuten (vgl. Abb. 10c). Stern: Epizentrum des Hauptbebens im Schwarm von Balsthal 2005, daneben (weisser Kreis mit schwarzen Quadranten) dessen Herdmechanismus (weisse Quadranten = Kompression, schwarze Quadranten = Extension). Blassrot: Paläozoikum und Grundgebirge; hellblau: Mesozoikum der Tafelgebiete; dunkelblau: Jura Falteingürtel (hauptsächlich Mesozoikum); gelb: hauptsächlich Tertiärbecken.





**Abbildung 7:**  
 Überlagerung der geologischen Karte (Abb. 6) durch die Karte der Epizentren von Erdbeben der Periode 1975–2003 von Deichmann et al. (2004) (rote Ringe; die Grösse der Ringe gibt die Bebenstärke an). Besonders hervorgehoben (weiss) sind die Beben von Pratteln (P) und Zeiningen (Z). Man beachte auch die Lage der diesjährigen Beben von St. Ursanne und Balsthal. Erklärungen im Text.

RHEINGRABEN  
(Eozän-Oligozän)

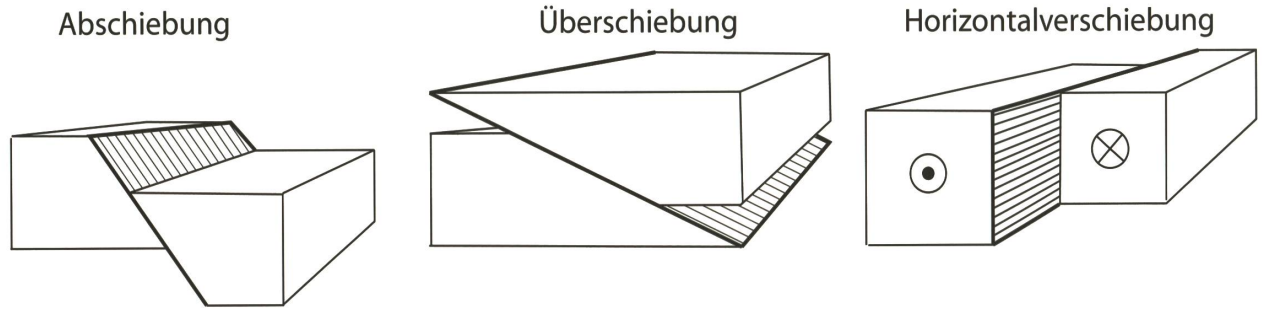


**Abbildung 8:**

Profil durch die Blauen- und Landskron-Ketten zur Illustration der untermiozänen Tiefenstruktur (rot) im Gegensatz zur obermiozänen Sedimenthaut-Struktur (violett). Typisch für die untermiozänen Strukturen sind im Grundgebirge wurzelnde Flexuren, für die obermiozänen Strukturen auf die Sedimenthaut beschränkte Falten und Überschiebungen. Flexuren scheinen auch die jüngsten Deformationen am Südrand des Rheingrabens zu kennzeichnen (Giamboni et al. 2004, Ustaszewski et al. 2005). Die Pfeile geben qualitativ die Verschiebungen an, die Kreise die senkrecht zur Zeichenebene gerichteten Horizontalverschiebungen (roter Punkt gegen den Betrachter gerichtet, vgl. Abb. 10c).

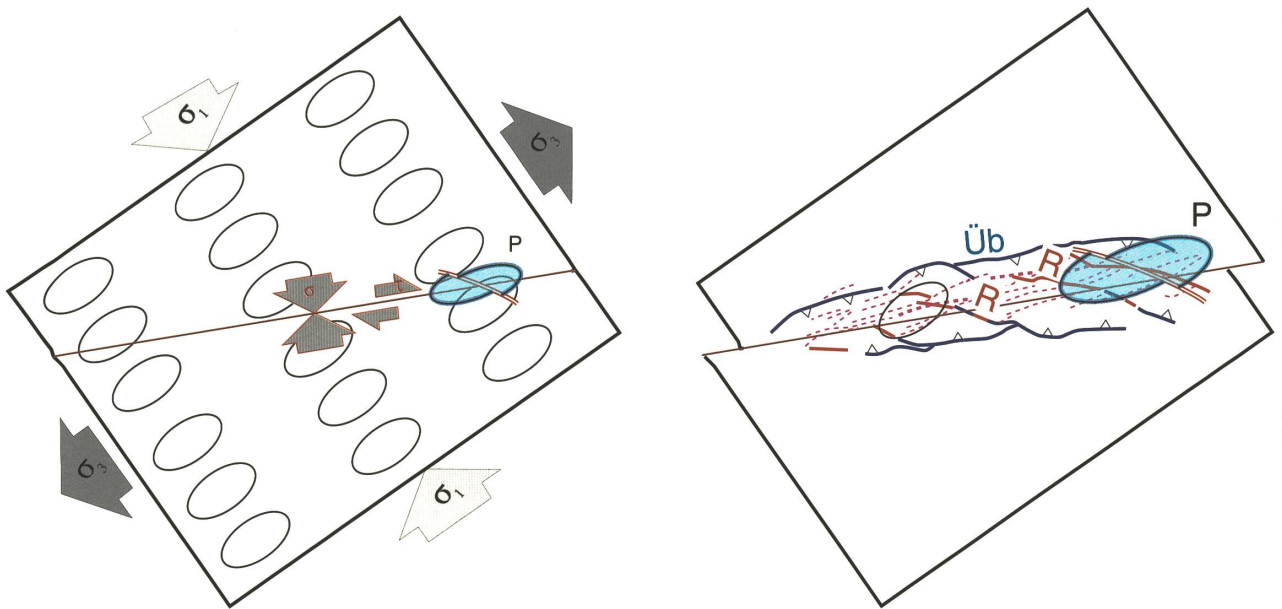






**Abbildung 10:**  
 Die drei hauptsächlich Verschiebungsbrüche im Sprödbereich. Der Verschiebungssinn der Horizontalverschiebung ist mit den Pfeilsymbolen gekennzeichnet: Pfeilspitze mit Punkt, Pfeilfiederung mit gekreuzten Linien. Der Verschiebungssinn ist hier sinistral: Man stellt sich auf die eine Seite der Störung und sieht die andere sich nach links bewegen.





**Abbildung 11:**

Transpressionen. Sie treten immer dann auf, wenn eine Narbe schief zur Richtung der maximalen horizontalen Kompression  $\sigma_1$  verläuft. Links ist ein schematisches Spannungsfeld analog zu Abb. 5 dargestellt, rechts die vereinfachte Strichzeichnung eines Modellversuchs von Ustaszewski et al. (2005). Auf beiden Seiten eingezeichnet ist zudem die schematische Deformationsellipse des Bebens von Pratteln 2003 (P, vgl. Abb. 9). Man beachte, dass die gefolgte Dextralverschiebung dieses Bebens mit den ge-

staffelten Dextralverschiebungen «R» des Modells zusammenfällt. Dabei ist zu bedenken, dass das Modell nur das Verhalten der Sedimenthaut nachzubilden versucht, nicht das des ganzen Sprödbereichs, dass aber ähnliche Resultate auch bei andern Modellversuchen mit unterschiedlichen Versuchsbedingungen zu beobachten sind (z.B. Richard et al. 1995).  $\ddot{U}b$  = Überschiebungen. Gestrichelt sind weitere modellspezifische reaktivierte Störungen.

# Literatur

- Bitterli-Brunner, P. / H. Fischer / P. Herzog (1984): LK-Blatt 1057 Arlesheim, in: Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt 80. Hg. von der Geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Bern.
- Buxtorf, A. (1907): Zur Tektonik des Kettenjura, in: Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver., 30./40. Versamml., 1906/7, S. 29–38.
- Deichmann, N., et al. (2004): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2003, in: *Eclogae Geol. Helvetiae* 97, 3, S. 447–458.
- DeMets, C. / R.G. Gordon / D.F. Argus / S. Stein (1990): Current plate motions, in: *Geophys. J. Int.* 101, S. 425–478.
- Diebold, P. (1990): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz, in: *Nagra informiert* 2/90, S. 47–54.
- Giamboni, M. / K. Ustaszewski / S.M. Schmid / M. Schumacher / A. Wetzler (2004): Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France), in: *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 93, S. 207–223.
- Giamboni, M. / A. Wetzler / B. Nivière / M. Schumacher (2004): Plio-Pleistocene folding in the southern Rhinegraben recorded by the evolution of the drainage network (Sundgau area, northwestern Switzerland and France), in: *Eclogae geol. Helv.* 97, S. 17–31.
- Gürler, B. / L. Hauber / M. Schwander (1987): Die Geologie der Umgebung von Basel, in: *Beitr. Geol. Karte der Schweiz*, N.F. 160, Bern.
- Laubscher, H. (1970): Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingrabens, in: *Graben Problems, Inter. Upp. Mantle Proj., Sci. Rep.* 27, Stuttgart.
- Laubscher, H. (1986): The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional, in: *Geol. Rundschau* 73, 3, S. 535–553.
- Laubscher, H. (2001): Plate interactions at the southern end of the Rhine graben, in: *Tectonophysics* 343, S. 1–19.
- Laubscher, H. (2003): The Miocene dislocations in the northern foreland of the Alps: Oblique subduction and its consequences (Basel area, Switzerland-Germany), in: *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., NF* 85, S. 423–439.
- Laubscher, H. (2004): The southern Rhine graben: A new view of its initial phase, in: *Int. J. Earth Sci.* 93, S. 341–347.
- Laubscher, H. (2005a): Ein neues Konzept für das Verhalten der eozänen Tafeljura Gräben bei der spätmiozänen Jurafaltung: Der Therwil-Witterswil-Dittingen Grabenzug (bei Basel/Schweiz) als Muster der Grabenverfaltung, in: *Mitt. der Naturf. Ges. beider Basel* 8, S. 167–180.
- Laubscher, H. (2005b): Erläuterungen zu Blatt 1087 des Geol. Atlas der Schweiz, Manuskript deponiert bei der geol. Landesaufnahme, Bern.
- Mayer-Rosa, D., u. Cadiot, B. (1979): A review of the 1356 Basel earthquake, in: *Tectonophysics* 53, S. 325–333.
- Meghraoui, M. / B. Delouis / M. Ferry / D. Giardini / P. Huggenberger / I. Spottke / M. Granet (2001): Active normal faulting in the Upper Rhine Graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake, in: *Science* 293, 5537, S. 2070–2073.
- Meyer, B. / R. Lacassin / J. Brulhet / B. Mouroux (1994): The Basel 1356 earthquake: which fault produced it?, in: *Terra Nova* 6, S. 54–63.
- Richard, P.D. / M.A. Naylor / A. Koopman (1995): Experimental models of strike-slip tectonics, in: *Petroleum Geoscience* 1, S. 71–80.
- Sprecher, C. / W.H. Müller (1986): Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Reflexionsseismik 82, in: *Nagra Tech Ber* 84-15.
- Ustaszewski, K. / M.E. Schumacher / S.M. Schmid / D. Nieuwland (2005): Fault reactivation in brittle-viscous wrench systems – dynamically scaled analogue models and applications to the Rhine-Bresse transfer zone, in: *Quaternary Science Reviews* 24, S. 363–380.



## Dank

Ich danke Prof. Dr. W. Meyer für faszinierende Gespräche über die historischen und archäologischen Aspekte des Erdbebens von Basel 1356 und Dr. B. Meier für die Überlassung seiner Zusammenstellung der Daten über den Bebenschwarm 2005 von Balsthal. Ausserdem erinnere ich mich gerne an frühere Diskussionen zum Erdbeben von Basel mit Dr. T. Noack und Dr. H. Fischer.



Das Signet des 1488 gegründeten Druck- und Verlagshauses Schwabe reicht zurück in die Anfänge der Buchdruckerkunst und stammt aus dem Umkreis von Hans Holbein. Es ist die Druckermarke der Petri; sie illustriert die Bibelstelle Jeremia 23,29: «Ist nicht mein Wort wie Feuer, spricht der Herr, und wie ein Hammer, der Felsen zerschmettert?»



Das Erdbeben vom 18. Oktober 1356 gehört zu den schlimmsten Naturkatastrophen, die sich in historischer Zeit nördlich der Alpen ereignet haben. Die Stadt Basel wird durch die Erdstöße und die vom Beben ausgelösten Brände verwüstet. In einem Oval von etwa 80 auf 45 km Durchmesser werden um die sechzig Burgen, viele Kirchen und sonstige Gebäude aufs schwerste beschädigt.

Auffallenderweise kommen nur wenige Menschen ums Leben. So kann unter einer tatkräftigen und entscheidungsstarken Führung der Wiederaufbau beginnen. Im Frühsommer 1357 kehrt Basel zur Normalität zurück, auch wenn sich die Wiederherstellung der zerstörten Bauwerke bis gegen 1370 hinzieht. Eine wirtschaftliche oder soziale Zerrüttung tritt nach dem Erdbeben nicht ein; 1362 hat die Stadt alle Schulden bezahlt.

Das vorliegende Buch versucht, aufgrund der schriftlichen Nachrichten und der archäologischen oder bauanalytischen Befunde den Verlauf des Erdbebens zu rekonstruieren, seine Auswirkungen zu verfolgen und die verschiedenen Reaktionen zu ergründen, wobei erstmals das gesamte Katastrophengebiet, nicht nur die Stadt Basel, in die Betrachtung einbezogen wird. Den geologischen Aspekten des Bebens ist ein separater Beitrag von Hans Peter Laubscher gewidmet.

