

Känozoische Scher- und Dehnungstektonik im Pfälzerwald und mesozoische Vorbeanspruchungen

DORIS DITTRICH

Kurzfassung: Ausgewertet wurden eigene Messungen und tektonische Literaturangaben im Pfälzerwald und seinen Nachbargebieten. Neben normalen Störungen (Abschiebungen) sind vor allem Schräg- bzw. Horizontalbewegungen und die sie begleitenden Scherklüfte (Horizontalharnische) von Interesse. Am Rand des Oberrheingrabens (Haardtrand) kommen sogar Falten und (Schräg-) Aufschiebungen vor. Die Strukturen entstammen mehreren unterschiedlichen Deformationsereignissen zwischen dem Oberjura und heute (Abb. 8 und 26, Tab. 1). Besonders ausgeprägt ist die früheozäne Horizontaltektonik, die auf eine im Uhrzeigersinn rotierende Nord-Süd-Schubspannung zurückging ($\sigma_1 = 161$ bis 10° Streichen). Deren horizontalen Versätze erreichen 1,7 km. Die oberjurassische ($\sigma_1 = 80$ bis 95°) und die oberoligozäne ($\sigma_1 = 35$ bis 45°) Schertektonik ist deutlich, aber von geringerer Bedeutung. Die unterkretazischen, die mittelmiozänen und die subrezentenen Scherbeanspruchungen waren relativ schwach. Wichtige Dehnungsereignisse fanden im Mitteljura und im Unteroligozän statt, zwischenzeitliche Extension im Zeitraum Oberplio-Pleisto-Holozän ist ebenfalls nachweisbar.

Erzgebirgisch (WSW-ENE) streichende Sockelstrukturen – schon im Buntsandstein synsedimentär aktiv – wurden im Mitteljura ins Deckgebirge durchgepaust und nachfolgend verschiedentlich mobilisiert. Die herzynisch (Nordwest-Südost) streichenden Querstörungen bilden spätvariskische Transferstörungen (STOLLHOFEN 1998) im paläozoischen Unterlager ab. Sie sind im Oberjura ins Deckgebirge durchgepaust und sinistral schierend bewegt worden. Im Eozän wurden sie dextral invertiert und dann im Neogen dehnend überprägt. Ihre durchgepausten „Spuren“ formierten im Gebirgskörper vergleichsweise mobile und dadurch diagnostisch wichtige „Querstörungszonen“ unterschiedlicher Breite und Prägnanz.

Abstract: The Tectonic development in the Palatine Forest (Pfälzerwald) with its adjacent regions was studied. Own structural measurements and tectonic data derived from regional literature have been interpreted. Not only normal faulting but especially remains of horizontal crustal motions were analysed. The latter comprised strike-slip faults and accompanying shear joints and planes with oblique resp. horizontal slip striations. At the edge of the Upper Rhine Graben even folds and (oblique) thrust faults occur in the covering rocks of late permian and early triassic age. All these structures can be assigned to several different paleostress fields, which occurred between Upper Jurassic and today (fig. 8 and 26). Especially accentuated were the strike-slip movements of early eocene times. They were caused by North-South-directed compressional stresses, slowly rotating clockwise (σ_1 striking 161° to 10°). The horizontal fault throws reach 1.7 km. The shear tectonics of upper jurassic (σ_1 : 80 to 95°) and upper oligocene age (σ_1 : 35 to 45°) are noticeable, but of lower importance. The shear strains of lower cretaceous, middle miocene and subrecent age appear relatively weak.

Important extensional phases happened in middle jurassic and in lower oligocene times. Interfering extension can also be traced in the Upper Pliocene–Pleistocene–Holocene time span.

WSW-ENE striking structures of the basement, which had already been slightly active in lower Triassic times, were traced into the covering rocks of the (early) mesozoic Pfälzerwald-succession during middle Jurassic times and mobilized in different ways afterwards. Northwest-Southeast striking faults (so-called Querstörungen) are due to late variscan transfer faults (sensu STOLLHOFEN 1998) in the Paleozoic basement. They were traced into the covering rocks during Upper Jurassic while they have carried out sinistral shear motions. During early eocene times they were dextrally inverted and then, during Neogene, extensionally overprinted. Their traced fractures formed tectonical mobile zones of different width and consistence, which are of high diagnostic value.

Inhalt

1. Einführung
 - 1.1. Frühere Bearbeitungen
 - 1.2. Datenbasis und methodische Grundlagen
 2. Ererbte Strukturen
 - 2.1. Erzgebirgisch streichende Strukturen
 - 2.2. Nordwest-Südost-streichende Querstörungen
 3. Eozäne Bewegungen
 4. Oligozäne Bewegungen
 5. Miozäne Bewegungen
 6. Pliozäne bis subrezente Bewegungen
 7. Reliktische Spuren mesozoischer Deformationen
 8. Zeitlicher Ablauf der Deformationsgeschichte
 9. Ausblick
- Schriften

1. Einführung

Thema dieser Arbeit ist die tektonische Überprägung des triassischen Deckgebirges der Pfalz. Berücksichtigt werden maßgeblich diejenigen Gebiete, die von Buntsandstein und Muschelkalk aufgebaut werden. Insofern umfasst das Untersuchungsgebiet nicht nur die im Titel ausgewiesene Kernregion des Pfälzerwaldes, sondern auch noch angrenzende Regionen des Westrichs und des saarländischen Bliesgau im Westen und Südwesten (Abb. 1). Darüber hinaus werden zahlreiche Einzelbefunde aus dem Gesamtgebiet der linksrheinischen Scholle herangezogen. Von Bedeutung ist sowohl der äußere Westrand des Oberrheingrabens (Haardtrand) als auch die Muschelkalk-Umrahmung der Vogesen und nicht zuletzt auch das elsässische Zaberner Bruchfeld im Süden.

Das eigentliche Untersuchungsgebiet ist jedoch die Region der Pfälzer Mulde. Dies ist eine große, flach eingemuldete, ENE-WSW-streichende Senkungsstruktur des oberpermisch-mesozoischen Deckgebirges. Ihre Achse verläuft etwa auf einer Linie von Zweibrücken bis nördlich von Bad Dürkheim. Nach Südwesten hin taucht sie mit 0,5 bis 1° sehr flach zum Pariser Becken hin ab. Im rheinland-pfälzischen Teil dieser Großstruktur ist die geologische Kartierung bis in die späten Jahrzehnte des 20. Jahrhunderts auf einem sehr frühen Erfassungsstand geblieben. Zur Erstellung der Geologischen Übersichtskarte 1: 200 000 (ZITZMANN 1986) mussten über weite Bereiche noch

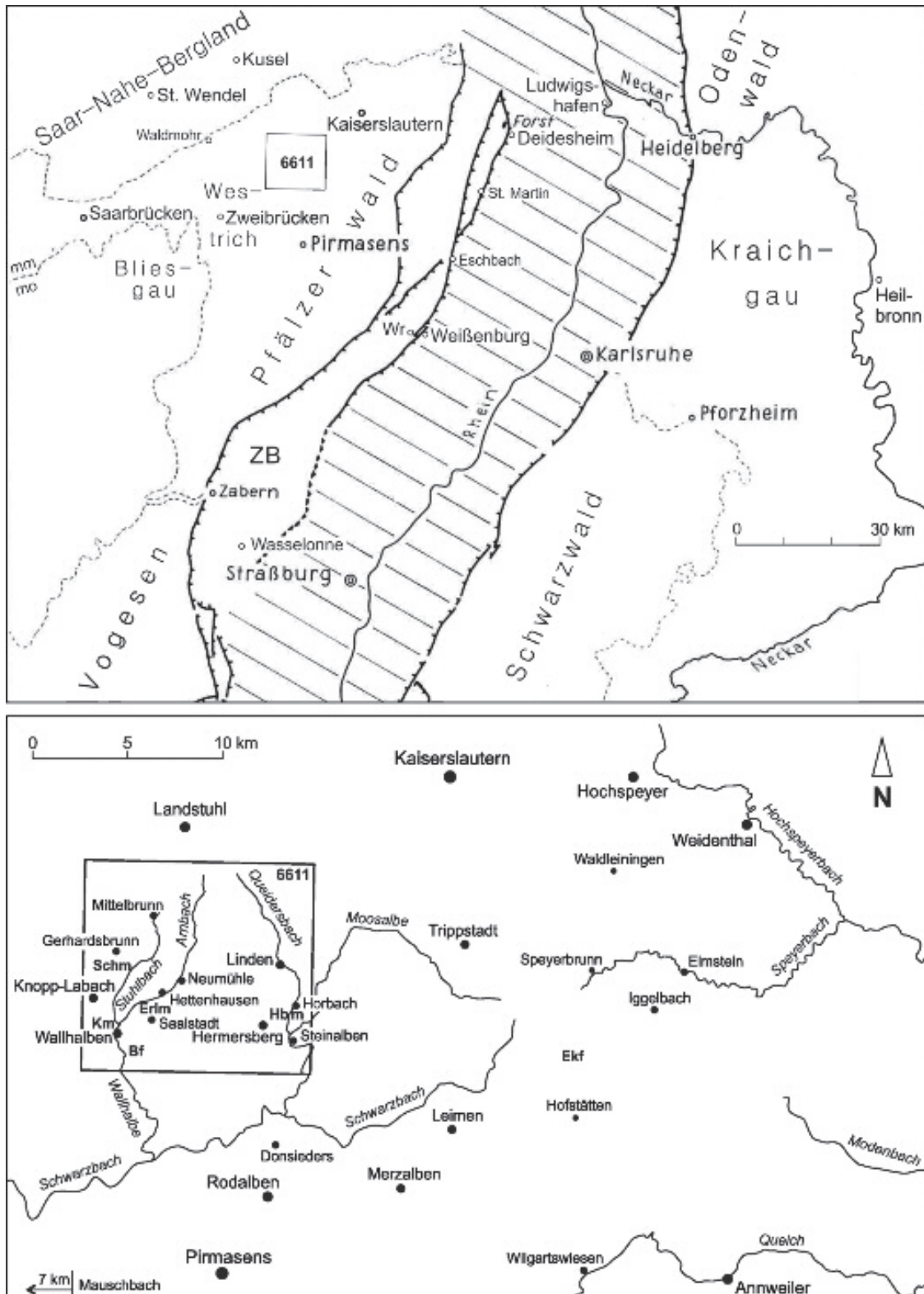


Abb. 1: Im Text genannte Regionen, Ortschaften und Lokalitäten im weiteren Umfeld des Pfälzerwaldes. Unten: Weiteres Umfeld des TK 25-Blattgebietes 6611 Hermersberg (ZB = Zaberner Bruchfeld, Wr = Weiler/Elsass, Bf = Biesterfels, Km = Katzenmühle, Erlm = Erlenmühle, Schm = Scharmühle, Hbm = Horbachermühle, Ekf = Eschkopf).

Manuskriptkarten von namentlich nicht bekannten Autoren der königlich-bayerischen Landesaufnahme herangezogen werden. Amtliche Neuaufnahmen einzelner GK 25-Blätter (6711 Pirmasens-Nord, 6811 Pirmasens-Süd, 6710 Zweibrücken, 6512 Kaiserslautern) waren in den Jahren 1975 bis 1985 von H.-J. KONRAD vorgelegt worden. In den 1990er und 2000er Jahren wurde dann eine geologische Neuaufnahme im Pfälzerwald von universitären Arbeitsgruppen in Kooperation mit dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz durchgeführt. Die entsprechenden Diplomkartierungen wurden betreut von Dr. J. ROHN/Universität Karlsruhe und später auch von Prof. Dr. A. Siehl/Universität Bonn. Dies führte schließlich zur Herausgabe der GK 25-Blätter 6712 Merzalben (ROHN & KASSEBEER 2003), 6613 Elmstein (ROHN & CLAUB 2006) und 6611 Hermersberg (DITTRICH 2014/15). Weitere Geländeaufnahmen von Seiten des Landesamtes wurden auf Blatt 6610 Homburg durchgeführt (HEITEL 2001a, b). Überdies fand eine umfassende hydrogeologische Bearbeitung des Großraums Kaiserslautern statt (LGB & LfW 2004). Zur Erstellung einer revidierten Geologischen Karte 1 : 50 000 sind dabei zahlreiche Profilschnitte entlang von Bohrprofilen konstruiert worden. Auch dies hat zur Verbesserung des tektonischen Kenntnisstandes beigetragen.

Durch die aufgeführten Kartierungen liegt nun ein relativ großer – wenn auch nicht geschlossener – Block von Pfalz-Kartenblättern vor, dessen Wissensstand regionale tektonische Ausdeutungen erlaubt. Auch horizontaltektonische Interpretationen sind nun möglich. Das Buntsandstein-Gebirge des Pfälzerwaldes ist nämlich nicht nur – wie schon seit langem bekannt – durch Abschiebungen, sondern auch durch Blattverschiebungen überprägt worden. Die entsprechenden Horizontalbewegungen haben einige große, auskartierbare Versätze hinterlassen und vielfältige Harnischstriemungen und Faserharnische auf Scherkluffflächen. Sie verlaufen oftmals horizontal oder subhorizontal. Diese lokal entwickelten mikrotektonischen Strukturen waren einzelnen Bearbeitern schon sehr früh aufgefallen (vgl. auch DINU 1912). Schon bei LEPPLA (1893: S. 66) findet sich die Notiz, dass „die Rutschlinien der anstehenden Flächen im allgemeinen eine geringe Neigung zur Wagerechten hatten“. Eine kinematische Interpretation war in der damaligen Zeit methodisch noch nicht möglich. Eine solche Ausdeutung soll nun vorgelegt werden. Bei zeitlich wechselnden Spannungsfeldern ist es im Laufe der Erdgeschichte zu mehreren, sehr unterschiedlichen kompressiven Ereignissen gekommen.

1.1. Frühere Bearbeitungen

Die horizontaltektonische Erforschungsgeschichte im Pfälzerwald begann mit der Heidelberger Dissertation DINU (1912). Das betreffende Arbeitsgebiet lag im östlichen Pfälzerwald, zwischen der deutsch-französischen Grenze im Süden und Bad Dürkheim im Norden. Die Ostgrenze bildete der Haardtrand, die Westgrenze das Elmsteiner Störungssystem und seine südliche Verlängerung. Für diese Arbeit sind vor allem Tausende von normalen Klüften eingemessen worden. Dabei wurden auch 199 Harnischflächen entdeckt. Von ihnen sind die Streich- und die Einfallbeträge der Striemungen („Harnischstreifen“) erfasst worden. Eine ungebräuchliche, veraltete Art der Messwert-Dokumentation der Raumdaten macht allerdings Umrechnungen erforderlich. Erfasst wurden Horizontalharnische sowie Bewegungsflächen von Schrägverschiebungen und normalen Abschiebungen. Angaben zum Sinn der Verschiebungen fehlen jedoch. Zusätzlich notierte DINU (1912) einige Beobachtungen zu ungewöhnlichen Kompressionsstrukturen am Haardtrand. Es handelte sich um lokale Verfaltungen und eine Überschiebung im Deckgebirge (Kap. 6.).

WAGNER (1967) dokumentierte dann die Ergebnisse einer groß angelegten Erhebung zu Drucklösungsphänomenen in süddeutschen Karbonaten. Dies umfasste auch die Kalke und Dolomite des linksrheinischen Muschelkalks. In den Karbonatgesteinen waren zahlreiche mehrere Millimeter lange horizontale Stylolithenzapfen aufgefunden worden. WAGNER erkannte, dass diese Horizontalstylolithen regionalgeologische Druckspannungsindizien darstellen. Die Ausrichtung der Drucklösungs-Zapfen wurde jeweils als Linear eingemessen. Ebenso wie die parallel dazu streichenden Klüfte mit Kalkspatfüllungen zeigen sie die Richtung einer ehemaligen horizontalen Anpressung an. Sämtliche Linearrichtungen wurden in einer einzigen Kartendarstellung dokumentiert. Sie bildet den Gesamtbereich vom Pariser Becken im Westen bis zum Bayerischen Wald im Osten ab. Angaben oder tabellarische Aufstellungen zu den konkreten Messlokalitäten wurden nicht übermittelt. Von speziellem Interesse sind hier die Eintragungen von WAGNER im Bereich des Bliesgau-Muschelkalks und der west-lothringischen Muschelkalk-Schichtstufe nördlich der Vogesen.

Derartige Untersuchungen sind dann in späteren Jahren auf der rechtsrheinischen Seite intensiviert worden. Im Muschelkalk des Kraichgaus und angrenzender Gebiete hat F. BUCHNER umfangreiche Messungen an Horizontalstylolithen durchgeführt (in BUCHNER et al. 1979: Abb. 20).

Etwa zur gleichen Zeit erschien die Karlsruher Dissertation STUCKE (1977). Ihr Thema war die Tektonik der Elmsteiner Störungszone im Pfälzerwald. Dabei erfolgte die geologische Kartierung nicht nur nach Aufschlüssen, sondern ganz wesentlich auch nach landschaftsmorphologischen Kriterien. Vertikale und horizontale Schollenbewegungen wurden anhand von Harnischstriemungen ermittelt, solchen von Abschiebungen und solchen von Blattverschiebungen. Eine großflächige Suche nach Harnischflächen hatte sehr viele Befunde an Lesesteinen bzw. Hanschutt-Blöcken ergeben, vereinzelt aber auch an Bewegungsflächen im Anstehenden. An letzteren konnten auch Streichwerte erhoben werden. Überliefert sind vor allem Angaben über Nord-Süd-streichende „rheinische“ und „erzgebirgische“ – gemeint waren 40 bis 45° streichende – Harnischstriemungen. Horizontale und subhorizontale Striemungen wurden erwähnt. Angaben zum Bewegungssinn sind bei STUCKE (1977) allerdings nur in Ausnahmefällen dokumentiert, teilweise entstammen sie Dünnschliff-Befunden. Die Verschiebungsweiten sind nur aufgrund der Form von Störungsflächen und der Morphologie von Harnischflächen abgeschätzt worden. Die Möglichkeit einer inversen Reaktivierung derartiger Scherflächen war dabei noch nicht in Erwägung gezogen worden.

In einer gemeinsamen Publikation von F. BUCHNER, W. STUCKE und W. WIESSNER sind dann die Ergebnisse von STUCKE (1977) modifiziert und ergänzt worden (BUCHNER et al. 1979). Dort wurden auch die Resultate der Diplomarbeit BUCHNER (1977) kurz umrissen. Diese hatte die Schertektonik auf dem Wasselonner Horst im Elsass (Abb. 1) zum Thema gehabt. Immerhin 457 Horizontalharnische sind dabei eingemessen und als dextral oder sinistral klassifiziert worden.

Die Ausdeutungen und Datierungen der angeführten strukturgeologischen Befunde waren jedoch den Beschränkungen des damaligen Wissensstandes unterworfen gewesen. Dies galt ebenso für methodische Belange wie auch für die Kenntnis von meso-känozoischen Stressfeldern in Süddeutschland. Bei der damaligen Ausdeutung war kein so vielfältiges Nacheinander von unterschiedlichen Stressfeldern für möglich erachtet worden, wie es heute bekannt ist. Zu dieser Zeit basierte die Kenntnis der süddeutschen Deformationsgeschichte maßgeblich auf den umfangreichen Vorarbeiten von ILLIES (1962, 1963, 1974).

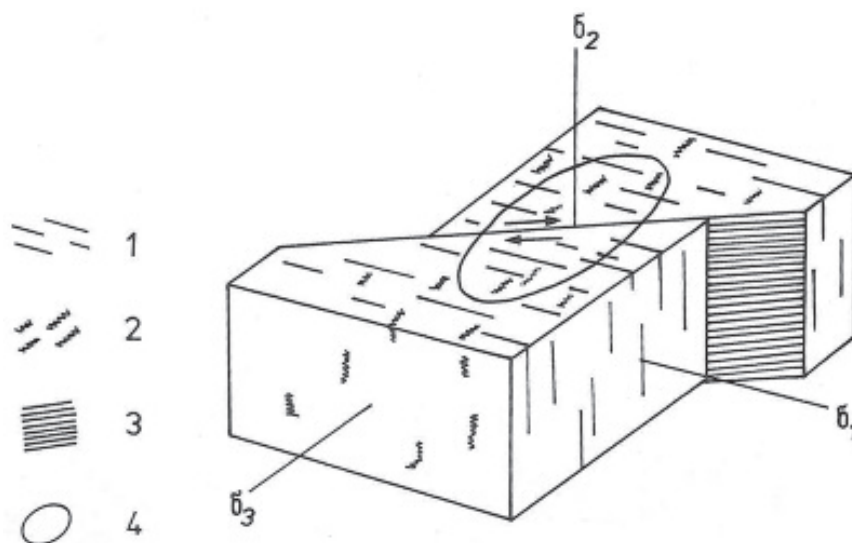


Abb. 2: Geometrische Beziehungen zwischen den drei Hauptnormalspannungen ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), zu den Klüften (1), Horizontalstylolithen (2), Horizontalverschiebungen (3) und dem daraus abzuleitenden Strain-Ellipsoid (4) (nach BUCHNER et al. 1979, wenig graphisch verändert). Hier dargestellt ist lediglich die dextrale Verschiebung, die mechanisch notwendige konjugierte sinistrale Verschiebung – nach hinten links gerichtet – fehlt.

Zur Entschlüsselung der Deformationsgeschichte im weiteren Umfeld des Oberrheingrabens haben später dann BERGERAT (1989), SCHUMACHER (2002) und schließlich SCHWARZ (2012) ganz westlich beigetragen. Während W. STUCKE seinerzeit bloß zwei nacheinander folgende Bewegungsphasen im Elmsteiner Störungssystem aushalten konnte (vgl. STUCKE 1977, BUCHNER et al. 1979), sind heute weitaus mehr Deformationsereignisse mit Horizontaltektonik bekannt. Im Zuge der genannten neueren Blattkartierungen sind noch weitere zusätzliche Befunde zum tektonischen Werdegang gewonnen worden (DITTRICH 2006, 2014a, 2014/15). Dennoch fehlte auf linksrheinischem Gebiet eine Untersuchung, die an die detaillierten Rekonstruktionen im Oberrheingraben und im rechtsrheinischen Voralpenland anschließen kann. Der Kenntnisstand über die unterschiedliche Horizontaltektonik unter dem Einfluss von wechselnden Spannungsfeldern war hier noch vergleichsweise gering.

1.2. Datenbasis und methodische Grundlagen

Zur näheren Einstimmung auf die Thematik wird zunächst eine ältere, schon bei BUCHNER et al. (1979) verwendete Abbildung wiedergegeben (Abb. 2). Sie vermittelt einen ersten Eindruck über die mechanischen und mikrotektonischen Folgeerscheinungen bei horizontaler Einengung. Die größte Hauptnormalspannung σ_1 setzt dabei von der Seite her an. Ein derartiges Stressfeld ist jedoch nur eine von mehreren Möglichkeiten. Im zeitlichen Verlauf von an- und abschwelenden kompressiven Beanspruchungen können recht unterschiedliche Arten von Stressfeldern durchlaufen werden. Dabei variieren auch die tektonischen Folgeerscheinungen (Abb. 3).

Eine horizontal einwirkende Kompression (Schubspannung) führt in Karbonatgesteinen zu Drucklösung. Horizontalstylolithen entstehen (Abb. 2). Sie eignen sich zur Ableitung von Paläostressfeldern, da ihre jeweiligen Zapfen die Richtung der syngenetisch herrschenden Hauptnormalspannung σ_1 anzeigen. Entsprechende Messwerte liegen aus mehreren Muschelkalk-Gebieten im weiteren Umfeld des Pfälzerwaldes

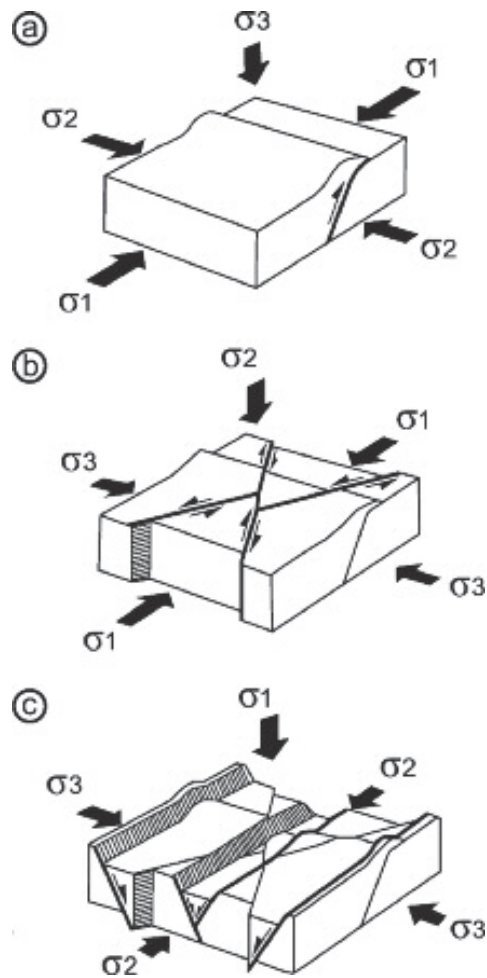


Abb. 3: Veränderte Größenrelationen der Hauptnormalspannungen, verursacht durch die sukzessive Abnahme der horizontalen kompressiven Beanspruchung, und die resultieren mechanischen Reaktionen (aus LETOUZEY 1986; geringfügig graphisch verändert). a: Kompressives Regime. b: Von Blattverschiebungen geprägtes kompressives Regime. c: Extensives Regime.

vor. Dies umfasst den saarländischen Bliesgau, die nördliche und westliche Umrandung der Vogesen und die weitere Region des Kraichgaus. Alle diese Paläostress-Indikatoren sind hier berücksichtigt worden.

Im Szenario a nach LETOUZEY (1986) liegen die zwei größten Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_2 beide in der Horizontalen. In einem solchen Fall handelt es sich um ein hochgradig kompressives Spannungsfeld; Falten und Überschiebungen entstehen. Derartige tektonische Phänomene sind im engeren Bereich des Pfälzerwaldes bislang nicht nachweisbar gewesen. Am Rande des Oberrheingrabens hingegen können sie auftreten (Kap. 6.).

Im Pfälzerwald ist in vielfältiger Weise das Szenario b dokumentiert, bei dem es zu Horizontaltektonik kommt (Abb. 3). Mehrere, sehr unterschiedlich ausgerichtete dieser Deformationsereignisse haben ihre Spuren hinterlassen. Das physikalische Prinzip von Scherbeanspruchungen ist wohlbekannt. Laborversuche, bei denen Tonkuchen oder andere geeignete Materialien einer Kompressions- bzw. Scherbeanspruchung unterworfen wurden, sind in der Literatur zahlreich dokumentiert (TWISS & MOORES

1992, DAVIS & REYNOLDS 1996: S. 365 und Fig. 6.148, SCHWARZ & KILFITT 2008). Dabei zeigte sich, dass interaktiv sinistrale und dextrale Scherflächen entstehen, deren konjugierte Flächenscharen miteinander physikalisch vorgegebene Winkel einschließen. Diese liegen bei 60 bis 70°, meist sind es etwa 70°. An den Scherflächen finden die mechanisch notwendigen Ausweich- und Ausgleichsbewegungen statt. Die zugrunde liegende Kompressionsrichtung verläuft in der Winkelhalbierenden und ist im Idealfall um etwa 35° vom Streichen der konjugierten Blattverschiebungen verschieden. Theoretische Berechnungen bestätigen diese mechanisch-kinematischen Gesetzmäßigkeiten (RAMSAY & HUBER 1987, EISBACHER 1996). Dies bedeutet auch, dass sich aus einer Horizontalverschiebung, deren Streichen und Verschiebungssinn bekannt ist, die ehemals einwirkende Kompressionsrichtung recht genau ermitteln lässt. Anders ist es bei subhorizontalen oder deutlich geneigten Harnischstriemungen bzw. Faserharnisch-Linearen. In diesen Fällen addierte sich zu der ehemaligen Horizontalverschiebung eine gewisse Vertikalkomponente. Meist handelte es sich um präexistierende, ältere Klüftflächen, an denen dann eine Schrägabschiebung stattfand. Die Ausrichtung dieser schräg mobilisierten Flächen hatte nicht im Winkel der maximalen Scherspannung gelegen, sondern in einem Winkel zur maximalen Schubspannung, der weniger als 35° betrug. Der umgekehrte Fall gilt für Schrägaufschiebungen, die allerdings nur sehr selten vorkommen. Bei derartig remobilisierten Flächen hatte der Winkel zur Kompressionsrichtung deutlich mehr als 35° betragen.

Der relative Verschiebungssinn von Scherflächen – dextral oder sinistral – ist an den Abbruchstufen von Faserharnischen abzulesen oder aber – falls vorhanden – an der relativen räumlichen Orientierung von Riedelscherflächen. Erläuternde Abbildungen finden sich bei DITTRICH (2011: Abb. 16 und 23). In der vorliegenden Arbeit sind sinistrale Faserharnische in Abb. 13 und 24 dargestellt, dextrale Faserharnische (hier ohne Abbildung) zeigen demgegenüber nach links gerichtete Abbruchstufen.

Alte Bewegungsflächen können im Verlauf der Erdgeschichte einmal oder auch mehrfach reaktiviert werden. Auch inverse Reaktivierungen von Scherflächen – mit umgekehrtem Schersinn – kommen vor. Stärkere Mineralisierungen von Scherflächen, mit Quarz- oder Eisenoxid-Überzügen auf den Bewegungsflächen, legen eine gewisse Extensionskomponente innerhalb des Bewegungsablaufs nahe (in Richtung σ_3). Auch eine mehrphasige Mobilisierung in ein und demselben Deformationsereignis, bei geringfügig variiertem Stressfeld, ist möglich. Weitere Ausführungen und erläuternde Abbildungen zum Formenspektrum von Scherflächen finden sich bei DITTRICH (2011 und 2014b).

Charakteristisch für prägnantere Blattverschiebungen bzw. Scherzonen ist eine sehr engständige Klüftung, die eine auffällige tektonische „Zerscheidung“ zur Folge hatte. Typischerweise zeigt sich dabei eine bogige, S-förmig geschwungene Ausformung mancher Scherflächen (vgl dazu auch DITTRICH 2011, 2012). Die genannten Merkmale bilden sich besonders deutlich in harten, kieselig zementierten Sandsteinen ab. Demzufolge eignen sich besonders die verbandsfesten Felsbänke des Mittleren Buntsandsteins für eine Rekonstruktion von schertektonischen Beanspruchungen. In besonderem Maße gilt dies für die Gesteine der Karlstal-Felszone und der Oberen Felszone. Im Pfälzerwald lieferten sie den weitaus größten Teil der Befunde.

Anders ist es in den zwischengeschalteten sandig-schluffig-tonigen Abfolgen („Dünnschichten“). In diesen weichen, kaum zementierten Wechselfolgen haben sich die Scherklüfte älterer Deformationsereignisse längst wieder geschlossen. Sie sind durch die Einwirkung jüngerer Spannungsfelder strukturell überprägt und unkenntlich gemacht geworden (vgl. dazu auch Kap. 3. und Kap. 7. sowie DITTRICH 2014b: Kap. 9.1.).

In der räumlichen Verteilung der schertektonischen Befunde, die dieser Untersuchung zugrunde liegen, existieren drei Schwerpunkt-Regionen. Die eine liegt im Elsass, im Zaberner Bruchfeld (Wasselonner Horst; BUCHNER 1977, et al. 1979). Eine andere erstreckt sich im Bereich der Elmsteiner Störungszone (STUCKE 1977, BUCHNER et al. 1979). Die Gesamtheit dieser Bruchstruktur ist keine linear angeordnete Störungszone, sie umfasst vielmehr mehrere Störungslinien mit unterschiedlicher Streichrichtung und Genese. Deshalb wird die Gesamtstruktur hier als Elmsteiner Störungssystem bezeichnet. Dort sind zahlreiche Scherflächen erfasst und in ihrem Verschiebungssinn bestimmt worden (Kap. 1.1.). Die Verschiebungsweiten der Scherbahnen waren bei STUCKE (1977) jedoch noch weitgehend ungeklärt geblieben, da konkrete geologische Bezugspunkte im deformierten Gebirge fehlten. Die damals dokumentierten Befunde sind nunmehr einer weiterführenden Ausdeutung unterzogen worden.

Das dritte und wichtigste Erfassungsgebiet für schertektonische Daten bildete das Blattgebiet 6611 Hermersberg (Abb. 4). Dort haben sich zahlreiche Messwerte zu Horizontalverschiebungen erheben lassen (DITTRICH 2014a, 2014/15). Vielfältige horizontal und subhorizontal verlaufende Bewegungsspuren mit dextralem oder sinistralen Verschiebungssinn treten auf. Die hier ausgedeuteten Gefügedaten wurden erhoben in Vorbereitung einer Exkursion des Oberrheinischen Geologischen Vereins (DITTRICH 2014a), für die Blätterläuterungen (DITTRICH 2014/15) und als ergänzende Vorarbeiten für die vorliegende Veröffentlichung.

Auch aus dem Kartenbild von Blatt Hermersberg ließen sich Hinweise auf Horizontaltektonik ableiten. Ermöglicht wurde dies durch eine sehr detailgenaue Kartierung, die anhand einer Schichtlagerungskarte erarbeitet und abgesichert worden war (DITTRICH 2014/15: Beilage Strukturkarte). Die Bonner Diplomkartierungen KREKELER (2001) und LENDVACZKY (2003) hatten dafür bereits sehr wertvolle Vorarbeiten geleistet. Nachfolgend wurden noch die Befunde aus dem Bohrchiv des LGB eingearbeitet. Auch zahlreiche Kluftdaten sind berücksichtigt worden. Ein weiterer qualitativer Sprung bei der Blattbearbeitung resultierte aus einer neuen Methode, die erst im Jahr 2012 zur Anwendung kommen konnte. Es handelt sich um die flächenhafte Auswertung von Laserscan-Bildern. Für ein digitales Höhenmodell waren dafür Laserscandaten des Landesamtes für Vermessung und Geobasisinformation vom EDV-Referat des LGB Rheinland-Pfalz (Referatsleiter: Johannes Krzyzanowski) aufbereitet worden. Die resultierenden Laserscan-Bilder stellen die Morphologie der Landschaft mit fein abgestuften Grautönen sehr genau dar. Verfremdungen durch die Vegetation sind weitestgehend herauskorrigiert. In Kombination mit Geländedaten und Bohrergebnissen war damit eine relativ sichere geologische Interpretation von Laserscan-Elementen und Graustufen-Flächen gewährleistet. Störungslinien konnten auf diese Weise präzisiert oder sogar neu entdeckt werden. Lokal war sogar eine direkte Ableitung der Schichtlagerung möglich.

Im Westen und Südwesten des Blattgebietes Hermersberg ist das Deckgebirge in ein kleinräumiges Schollenmosaik zerlegt, mit Staffelbrüchen und Spezialgräben. Ein aussagekräftiger Teilbereich der Schichtlagerungskarte ist hier reproduziert und graphisch ergänzt worden (Abb. 7 in Kap. 3.). Die darin verzeichneten Isolinien beziehen sich auf den Grenzhorizont Obere Karlstal-Schichten/Obere Felszone (Mittlerer Buntsandstein). Die abgebildeten Störungslinien sind von Norden nach Süden durchnummeriert worden, damit sie bei den nachfolgenden Beschreibungen unmittelbar identifiziert werden können.

In dieser stark tektonisierten Teilregion von Blatt Hermersberg ergaben sich auch vereinzelte strukturgeologische Hinweise aus Talrandquellen. Solche Quellen deuten

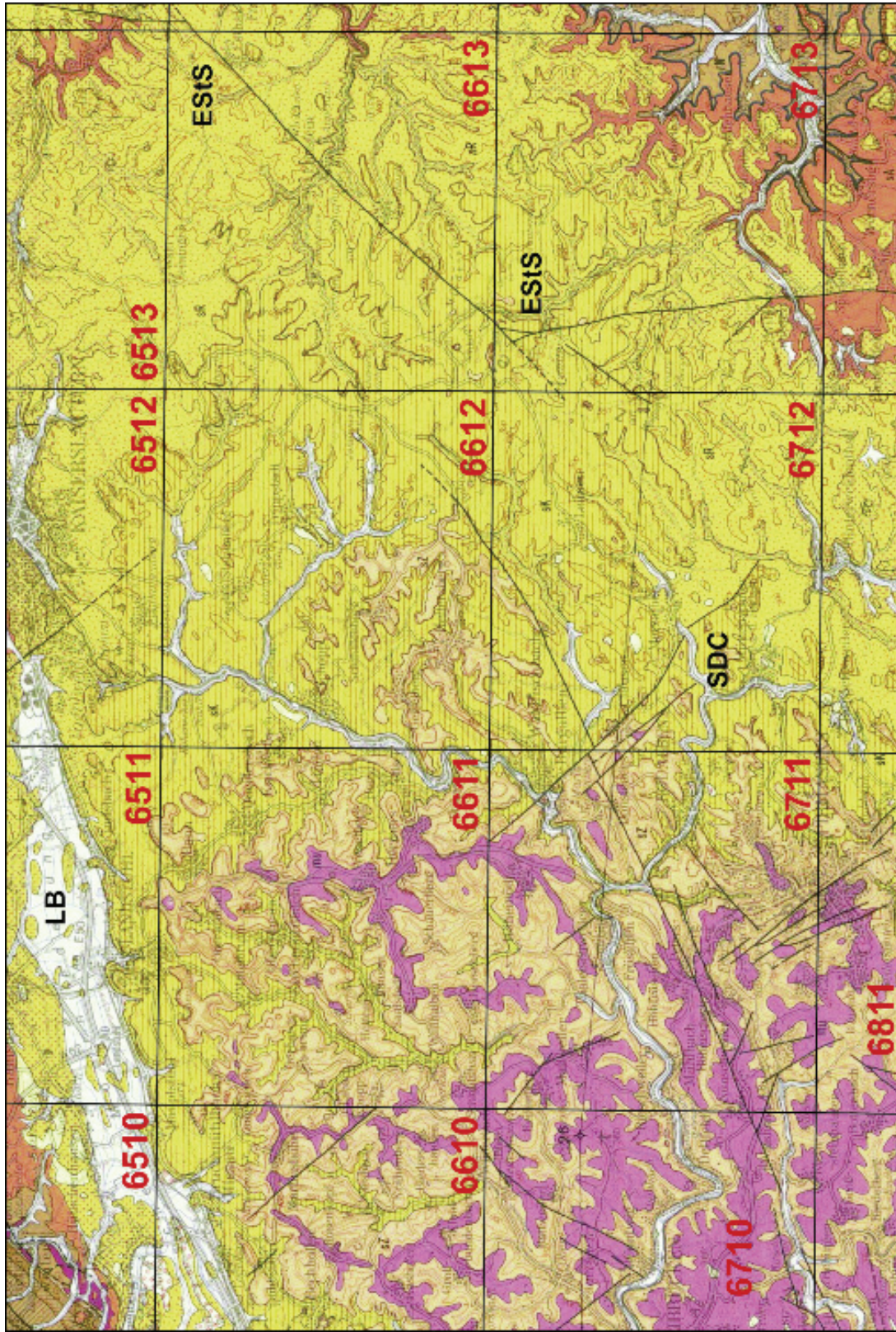


Abb. 4: Ausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte Blatt CC 7110 Mannheim (ZITZMANN 1986; Störungsmuster teilweise veraltet, aktuellere Versionen in Abb. 6, Abb. 16 und Abb. 18; LB = Landstuhler Bruch, ESIS = Elmsteiner Störungssystem).

auf tief reichende, wasserwegsame tektonische Trennflächen, an denen es zu hydraulischen Kurzschlüssen zwischen tieferen und oberflächennahen Grundwasserleittersystemen kommt. Charakteristisch für derartige Quellen sind vergleichsweise hohe und kontinuierliche Schüttungen sowie eine abweichende Grundwasserbeschaffenheit. In Einzelfällen liegen auch Altersbestimmungen der Wässer vor, die deren Herkunft aus größeren Tiefen belegen (Kap. 3.).

Einige zusätzliche schertektonische Daten konnten als Einzelangaben der regionalen geologischen Literatur entnommen werden. So lieferten die Arbeiten STELLRECHT (1964), MISZCZUK (1994), ROHN & KASSEBEER (2003) und DITTRICH (2006) vereinzelt Angaben zu Horizontalharnischen oder aber zu konkreten Horizontalversätzen.

Bei der vorliegenden Untersuchung ist angestrebt worden, möglichst viele (alle verfügbaren?) regionale tektonische Daten heranzuziehen, die zur Rekonstruktion von Spannungsfeldern geeignet sind. Aus der Summe der Beobachtungen – zu Kompression, zu Schertektonik und zu Extension – war es schließlich möglich, für das Untersuchungsgebiet eine Reihe von unterschiedlichen Stressfeldern zu rekonstruieren (Abb. 8 in Kap. 3. und Abb. 25 in Kap. 7.). Diese Kompressionsereignisse wurden mit vergleichbaren Deformationen in benachbarten Gebieten parallelisiert. Entsprechende Kenntnisse existieren in der Schwäbisch-Fränkischen Alb (SCHWARZ 2012), im Bereich des Oberrheingrabens (SCHUMACHER 2002) und in der Trier-Luxemburger Bucht (DITTRICH 2014b). Diese ermöglichten es, Parallelen oder aber Abweichungen bei der jeweiligen Ausprägung einzelner Deformationsereignisse abzu prüfen. In den Abbildungen 8 und 26 sind die Hauptnormalspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 der Stressfelder durch die Tönungen Schwarz, Grau und Weiß gekennzeichnet. Dies lässt Rückschlüsse auf das tektonische Szenario zu, wie es in Abb. 3 dargestellt worden ist. Generell ist das vorherrschende bzw. das stärkste dokumentierte Szenario eines Deformationsereignisses abgebildet. Bei Szenario b sind die dazugehörigen Scherflächenscharen graphisch angedeutet worden (in Ergänzung der entsprechenden Darstellungen von SCHUMACHER 2002 und DITTRICH 2014b). Zur Veranschaulichung sind diese Scherbahnen auch in denjenigen Stressfeld-Symbolen angedeutet, die das hochkompressive Szenario a darstellen. Dies ist darin begründet, dass ja in diesen Fällen auch irgendwann einmal das Szenario b durchlaufen worden ist, wobei entsprechende Scherflächen angelegt worden sind.

Für einen großen Bereich der Pfälzer Mulde sind flächenhafte Darstellungen des aktuell bekannten Störungsmusters angefertigt worden (Abb. 6, 16 und Abb. 27). Sie basieren jeweils auf den neuesten verfügbaren Geologischen Kartenwerken. Einige der Störungslinien sind verlängert oder aber in ihrem Verlauf geringfügig modifiziert worden. Diese Änderungen gingen dann entweder auf morphologische Hinweise im Kartenbild oder aber auf geometrische Gesichtspunkte zum lateralen Ausklingen von Vertikalversätzen zurück. Die Störungskarten dienen dazu, die rekonstruierten Bewegungsabläufe zu begründen und zu veranschaulichen.

2. Ererbte Strukturen

Die ältesten Strukturelemente des triassischen Deckgebirges der Pfalz sind diejenigen, die sich aus dem unterlagernden paläozoischen Grundgebirge durchgepaust haben. Dieser alte Sockel ist durch die starke kompressive Beanspruchung der variskischen Orogenese und durch spätorogene Schertektonik deutlich strukturiert worden. Sowohl Auf- und Überschiebungsbahnen als auch langgezogene Blattverschiebungsbahnen existieren dort. Diese Bruchzonen stellten beim nachfolgenden tektonischen Werdegang mechanische Schwächezonen dar, die bei neu angreifenden großräumigen Stressfeldern bevorzugt reagieren konnten.

Schon die oberpermische und frühtriassische Sedimentation (Zechstein, Buntsandstein) war durch diese alt angelegten Strukturlinien beeinflusst worden. Zwei verschiedene Richtungssysteme sind nachweisbar. Die Mächtigkeitsverteilungen und die Faziesmuster wurden dadurch gesteuert. Durch geringe vertikale Relativbewegungen wurden langgestreckte Flexurzonen ausgestaltet, die die Sedimentationsbecken in Spezialbecken und Schwellen differenzierten. Bei später nachfolgenden post-sedimentären Kompressions- und Dehnungsereignissen brachen diese linearen Schwächezonen erneut auf, nunmehr in weitaus stärkerem Ausmaß. Nun setzten sich die tiefliegenden Bruchflächen durch das gesamte Deckgebirge hindurch fort und erreichten die Oberfläche. Es entstanden auskartierbare Bruchlinien. Diese bilden die „Spur“ der Strukturen des Sockels.

2.1. Erzgebirgisch streichende Strukturen

Der Pfälzerwald – dasselbe gilt für das nach Süden und Westen erweiterte Untersuchungsgebiet – liegt im Bereich des sehr breiten paläozoischen Krustenstreifens des variskischen Gebirges. Im Untergrund des Deckgebirges verläuft die variskische Einheit der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, die die Nordhälfte des Saxothuringikums aufbaut (LGB 2005: Abb. 4). Die großen Strukturlinien, Überschiebungsbahnen und Großantiklinalen des variskisch deformierten Sockels verlaufen in WSW-ENE-Richtung. Nach den Strukturlinien des Erzgebirges wird diese oft als erzgebirgische Richtung bezeichnet. Konventionsgemäß wird darunter der Winkelbereich zwischen 50 und 70° verstanden (MURAWSKI & MEYER 1998). Dieser Begrifflichkeit wird hier gefolgt.

Allerdings existieren in der Literatur auch andere Bezeichnungen. Zur Vermeidung von Irritationen oder Verwechslungen sollen sie hier kurz angeführt werden. Im Nordwesten, im Bereich der Trier-Luxemburger Bucht, wird dieses WSW-ENE-Richtungssystem bereits seit DITTRICH (1989) als „variszisch“ benannt (vgl. dazu DITTRICH 2014b). Im Osten wiederum, im rechtsrheinischen Deckgebirgsbereich der Schwäbisch-Fränkischen Alb, bestehen wieder andere Definitionen. SCHWARZ (2012) verwendet für den Winkelbereich von 60 bis 90° (Mittelwert: 75°) den Begriff „schwäbisch“, unter „erzgebirgischem“ Streichen versteht er die 30 bis 50°-Richtung (Mittelwert: 40°). Ähnlich war es von STUCKE (1977) im Pfälzerwald gehandhabt worden. Er hatte sich am lang gezogenen Nordost-Südwest-Störungsast des Elmsteiner Störungssystems orientiert (Abb. 4) und dessen Richtung „erzgebirgisch“ genannt. Dabei handelt es sich jedoch um ein durch känozoische Schertektonik neu gebildetes Strukturelement. Eine genetische Beziehung zwischen dem variskisch deformierten Grundgebirge – zu dem auch das Erzgebirge zählt – und der 40 bis 45°-Richtung besteht nicht. Deshalb wird hier von dieser Benennungspraxis abgerückt.

Im mesozoischen Deckgebirge des Pfälzerwaldes ist die alt angelegte erzgebirgische Richtung gut nachzuvollziehen. Sie kommt in langgezogenen Bruchlinien, kleineren Störungen, in Hoch- und Tiefstrukturen, in regionalen Klufthemustern und nicht zuletzt in den Fazies- und Mächtigkeitsmustern mehrerer Buntsandstein-Schichtglieder zum Ausdruck (DITTRICH 2014a, 2014/15). Die alt angelegte Senkungsstruktur der Pfälzer Mulde zieht mit etwa 65° (62 bis 68°), also mit erzgebirgischem Streichen, von Saargemünd–Zweibrücken nach Bad Dürkheim. Der heutige Achsenverlauf, in Richtung Grünstadt, verläuft etwas „steiler“. Er streicht dort etwa 55°, da er im Osten durch die känozoische Vertikal- und Horizontaltektonik des Oberrheingebietes überprägt worden ist.

Bei noch genauerer Betrachtung untergliedert sich die Pfälzer Mulde bzw. ihre syn-sedimentär mobile, senkungsaktive Vorgängerstruktur in eine Südliche und eine

Nördliche Pfälzer Teilsenke (LGB 20005: Kap. 2.5.3.). Getrennt wurden sie durch ein alt angelegtes Hochgebiet, das sich beispielsweise in der Verbreitung des Hauptkonglomerates und der Violetten Grenzzone abzeichnet (DITTRICH 2014/15, in Vorb.). Es liegt in der in der Region Mauschbach–Rodalben–Leimen und wird an seinem Nordrand (NNW-Rand) von lang gestreckten streichenden Störungen gesäumt (Abb. 4). Schon im Zechstein war die Aufgliederung der Pfälzer Mulde in zwei Teilbecken relativ deutlich (LGB 2005, DITTRICH in Red.). Die südliche Beckenachse lag etwa auf der Höhe von Annweiler (DACHROTH 1988). Die nördliche verlief etwa 30 bis 35 km weiter nordnordwestlich. Im nachfolgenden Buntsandstein differenzierte sich das Bild. Die nördliche Beckenachse verlagerte sich etwas nach Süden, in die Region Neumühle–Weidenthal. Überdies zeichneten sich mehrere parallelverlaufende, erzgebirgisch streichende Spezialstrukturen ab (DITTRICH 2014/15).

Auf Blatt 6611 Hermersberg ließ sich dieses „Aufscheinen“ der alten erzgebirgischen Richtung im Detail nachvollziehen. Einige WSW-ENE-Störungen haben sich aus dem unterlagernden Sockel in das Deckgebirge durchgepaust. Es sind nicht so viele wie auf den südlichen und südöstlichen Nachbarblättern. In Abb. 7 (vor Kap. 3.) sind am Westrand zwei davon zu erkennen. Es sind die beiden Süd-absetzenden Abschiebungen nördlich und südlich von Knopp-Labach (Nr. 11 und 17). Vertikalversätze von bis zu 13 m sind daran entwickelt. Beide Störungslinien setzen sich auf Blatt 6610 Homburg noch einige Hundert Meter nach Westen fort (HEITELE 2001a, b). Weitere erzgebirgische Bruchelemente sind ein kurzer östlicher Abschnitt der nordwestabsetzenden Abschiebung bei Hettenhausen (Nr. 14 in Abb. 7) und eine nordwestwärtige Abschiebung am Rübenberg bei Horbach, am Ostrand des Blattes (bis 13 m Versatz, Abb. 16 in Kap. 3.). Eine mit 10 bis 20 m nach Süden absetzende Abschiebung, etwa 65° streichend, befindet sich im Grenzgebiet der Blätter 6711 Pirmasens-Nord/6611 Hermersberg.

Hinzu kommen lokale Abweichungen vom südwestlichen Generaleinfallen, die auf alt angelegte erzgebirgische Spezialstrukturen zurückzuführen sind. Dabei handelt es sich um strukturell vorgegebene Hebungs- und Senkungszone, die schon das Sedimentationsgeschehen des Buntsandsteins beeinflusst hatten. Dies zeigen die Mächtigmuster einzelner Schichtglieder (DITTRICH 2014/15). Vereinzelt zeichnen sich diese Strukturen noch in der heutigen Schichtlagerung ab.

Insgesamt erscheinen jedoch nicht sehr viele und auch nicht sehr lange erzgebirgische Störungslinien. Der Grund für die geringe Präsenz dieser alt angelegten Bruchrichtung im heutigen Kartenbild ist die vielfältige strukturelle Überprägung durch zahlreiche Deformationsereignisse, wie sie in den Folgekapiteln dieser Publikation dargelegt wird.

Weitaus deutlicher als durch Störungen zeichnet sich die erzgebirgische Richtung im Klufmuster von Blatt Hermersberg ab. Klufrosen mit einer ausgeprägten WSW-ENE-Richtung liegen teilweise außerhalb des Kartenausschnitts der Abb. 7. Darin sichtbar sind jedoch die Klufrose am Rothenborn/Neumühle (GAUDA et al. 1982) und die Rosen 17 und 20. Alle diese Klufrosen liegen im Bereich der alt angelegten Senkungsachse der Nördlichen Pfälzer Teilmulde.

Eine ergänzende Beobachtung zu den alt angelegten erzgebirgisch streichenden Bruchlinien auf Blatt Hermersberg stammt aus einem Seitental des Queidersbachs westlich von Linden. Dort konnte eine auffällig lineare Aneinanderreihung von großen Waldameisenhügeln beobachtet werden. Sie verlief in WSW-ENE-Richtung entlang der dortigen Gemarkung „Eimerbachhalde“. Dies ist deshalb von Bedeutung, da Ameisen vorzugsweise oberhalb von tiefreichenden tektonischen Bruchfugen siedeln.

Dies ist aus zahlreichen Untersuchungen bekannt (vgl. etwa SCHREIBER et al. 2009). Dort herrschen für diese Insekten offenbar günstigere Lebensbedingungen (Gasaustritte? Wärmetransport?).

Die weitaus prägnanteste Struktur des Pfälzerwaldes und des Westrichs ist die lang gestreckte Störungslinie Hornbach–Nünschweiler–Donsieders, die die GK 25-Blätter 6810, 6710 und 6711 in 74 bis 64°-Ausrichtung durchzieht. Auf Blatt 6712 Merzalben setzt sie sich zunächst in 70°-Richtung und dann in 77°-Richtung nach Osten hin fort. Die Kartiererergebnisse von ROHN & KASSEBEER (2003) weichen in dieser Hinsicht deutlich von der älteren Darstellung der GÜK 200 Blatt CC 7110 Mannheim ab (ZITZMANN 1986; Abb. 4). Im Westen wurde diese WSW-ENE-streichende Bruchlinie zunächst von LEPPLA (1893) beschrieben und dann von KONRAD (1975, 1983) genauer auskartiert. Stellenweise handelt es sich um ein „Störungsbündel“, der maximale Vertikalversatz daran liegt bei 20 m. Auf rheinland-pfälzischem Gebiet kann diese NNW-absetzende Bruchzone über 36 km hinweg verfolgt werden.

Die streichende Verlängerung nach ENE ist bislang ungeklärt. Auf dem Südostteil des Nachbarblattes 6613 Elmstein zeigt sich allerdings eine auffällige Betonung der WSW-ENE-Richtung in den Kluffrosen (68 bis 78°). Dies betrifft die Kluffrosen Nr. 17, 18 und 29 auf der Strukturkarte der Blatterläuterungen (ROHN & CLAUß 2006). In keinem der drei Fälle besteht ein struktureller Zusammenhang mit der Schichtlagerung. Auch Riedellscherflächen oder Pull-apart-Strukturen entlang der Elmsteiner Störung, wie sie von DITTRICH (2006: S. 55) erwogen wurden, sind keine plausible Erklärung dafür (Kap. 3.). Stattdessen sind diese ergebirgisch streichenden Maxima in den Kluffmustern wohl das Abbild einer in Untergrund durchziehenden WSW-ENE-Struktur. Am Südwestrand von Blatt Elmstein, am östlichen Mosiskopf, tritt eine solche Richtung dann auch in Form einer jungen Süd-absetzenden Abschiebung in Erscheinung. Es ist ein kurzer Abschnitt am Süden der Elmsteiner Störung, an dem immerhin noch 50 bis 61 m Vertikalversatz auftreten. Östlich davon ist diese strukturelle Lineation nicht mehr vertikaltektonisch akzentuiert worden.

Ein anderer Hinweis auf eine tiefreichende ergebirgische Sockelstörung ergab sich am Haardtrand bei Forst (Abb. 1). Das dortige Vulkanitvorkommen war zunächst von STELLRECHT (1964) mit einem Südwest-Nordost-Streichen dargestellt worden. Diese Auffassung ist dann jedoch von STELLRECHT & EMMERMANN (1970: Abb. 2) revidiert worden. Es stellte sich nämlich heraus, dass die Basaltvorkommen des Nord- und des Südsteinbruchs durch einen etwas schmaleren, WSW-ENE-streichenden Vulkanitsteg verbunden sind. Als Aufstiegsweg der Magmen fungierte also eine ergebirgische Sockelfuge. Ein vor-eozänes Alter dieser strukturellen Vorzeichnung ist erwiesen (Kap. 3.).

Am äußeren Nordwest-Rand der Pfälzer Mulde existieren noch vier weitere markante ergebirgische Bruchlinien. Ihre Versatzbeträge sind vergleichsweise hoch. Diese WSW-ENE-Störungen nehmen unter den ergebirgischen Bruchstrukturen des Untersuchungsgebietes eine Sonderstellung ein. Sie werden am Ende von Kap. 2.2. näher erläutert.

2.2. Nordwest-Südost-streichende Querstörungen

Ein weiteres, nicht minder bedeutsames strukturelles Element der Pfalz sind herzynisch (Nordwest-Südost) streichende Querstörungen. Der alte Begriff herzynisch, der sich ursprünglich auf die Harz-Nordstrand-Verwerfung bezieht, ist in der Schwäbisch-Fränkischen Alb von SCHWARZ (2012) auf die 135 bis 160°-Richtung angewendet worden. Dies wird hier übernommen.

Wichtige Ergebnisse zu den herzynisch streichenden Querstörungen wurden von STOLLHOFEN (1998) vorgelegt. In einer speziellen Strukturkarte des Saar-Nahe-Beckens sind dort zahlreiche Querstörungen verzeichnet worden, die die Gesamtheit dieser Krustenscholle durchsetzen. Es sind Transferstörungen (transfer faults), die genetisch im Zusammenhang mit der Hunsrück-Südrand-Störung stehen. Die Querstörungen sind beim Abwärtsgleiten entlang dieser großen listrischen Abschiebung aufgerissen. Sie stellen den mechanischen Ausgleich der irregulären Abwärts- und Horizontalbewegungen innerhalb der bewegten Großscholle her (Abb. 5a). Dabei fungierten sie teilweise als Blattverschiebungen und teilweise als Schrägabschiebungen (Abb. 5b). Insgesamt handelt es sich um ein vergleichsweise oberflächennahes Blattverschiebungssystem von divergenten Transferstörungen (vgl. EISBACHER 1996). Sämtliche genannten Strukturen resultierten aus dem gravitativen Kollaps im Anschluss an die variskische Orogenese (LGB 2005).

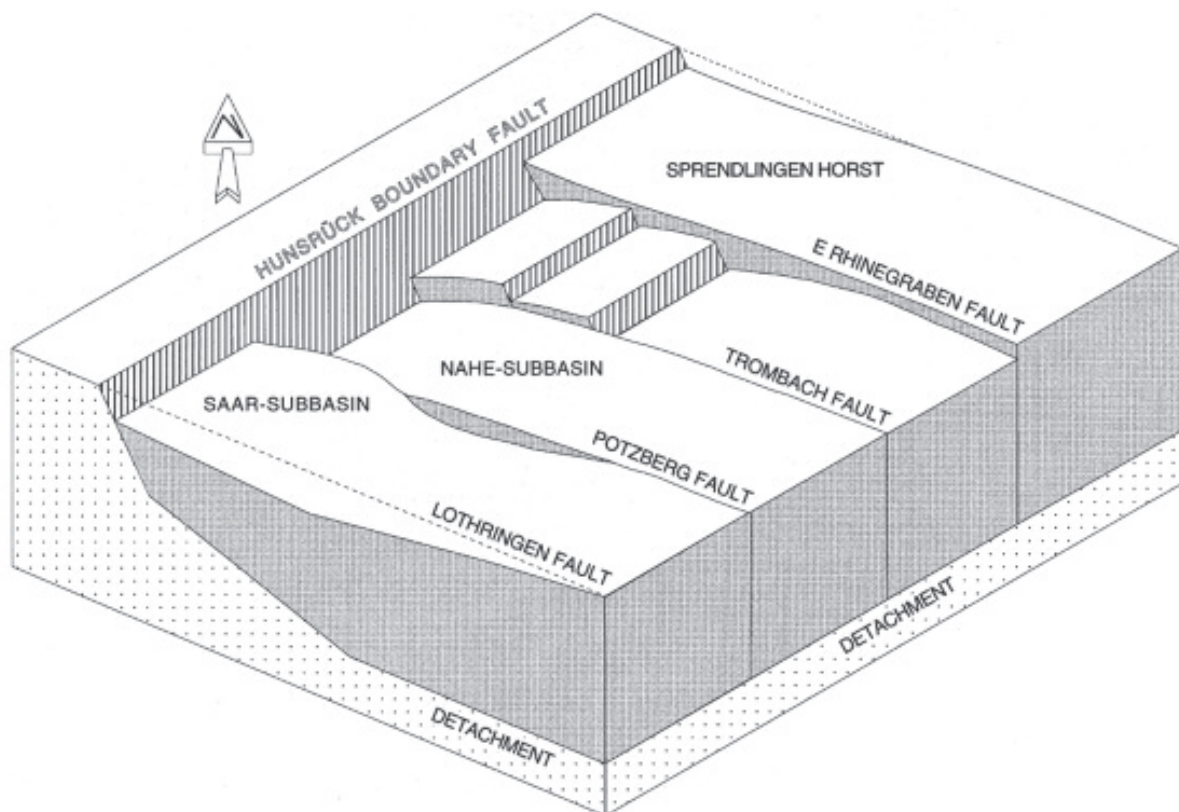
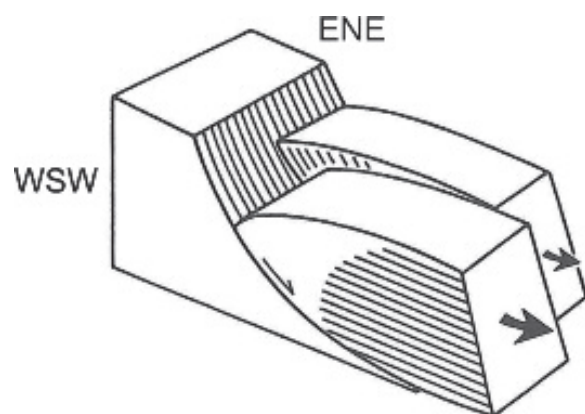


Abb. 5: Oben: Stark schematisiertes Strukturmodell des Saar-Nahe-Beckens mit seiner Segmentierung durch Nordwest-Südost-streichende Querstörungen (transfer faults; aus STOLLHOFEN 1998). Dargestellt sind nur die allergrößten Querbrüche; die Distanz zwischen der Lothringen- und der Trombach-Störung beträgt etwa 100 km.

Unten: Bewegungen auf steilen Trennflächen in der Hangendscholle einer listrischen Abschiebung (nach MEIER 1993: Abb. 101, graphisch verändert).



Anhand von umfangreichen Profilkorrelationen konnte von STOLLHOFEN (1998) belegt werden, dass mehrere dieser Querstörungen zu oberkarbonisch-permischer Zeit synsedimentär mobil gewesen sind. Zwei Beispiele werden hier vorab herausgegriffen, beide Querstörungen durchziehen das Krustensegment zwischen Kusel und St. Wendel. Die erste ist die sogenannte Potzberg-Störung (Pozberg fault, PF). Sie verläuft etwa in 126° -Richtung südwestlich von Kusel. Im heutigen Kartenbild erscheint sie als eine Südwest-absetzende Bruchlinie. So hatte sie auch im Rotliegend (Nahe-Subgruppe, Donnersberg-Formation) gewirkt (STOLLHOFEN 1998: Fig. 6). Anderes ergab sich im Ausbissbereich des Oberkarbons. In den Profilkorrelationen des mittleren Stephans (Fig. 7) erweist sich eine deutliche südwestwärtige synsedimentäre Abschiebungstendenz dieser Störungslinie. Die nächst südwestlich gelegene Querstörung im Saar-Nahe-Becken ist die Ohmbach-Störung (Ohmbach fault, OBF). Diese streicht 135° (im Nordwesten) bis 130° (im Südosten) und setzt nach Südwesten hin ab. In der Donnersberg-Formation (Rotliegend) ist daran keine vertikale Mobilität nachzuweisen; im Oberkarbon hingegen (mittleres Stephan) war sie als nordostwärts absetzende synsedimentäre Störung aktiv gewesen (STOLLHOFEN 1998: Fig. 6 bzw. 7). Offen bleibt, wie die genannten Widersprüche bei der jeweiligen Abschiebungsrichtung zu bewerten sind. Es könnte sich darin lediglich ein regionaler Unterschied der tektonischen Gesamtsituation abbilden (Abb. 5a). Ebenso gut könnte sich darin aber auch eine zeitlich wechselnde Mobilisierung dieser Querstörungen abbilden, als jeweilige Reaktion auf unterschiedlich angreifende spät- bzw. postorogene Stressfelder.

Nach Südwesten hin werden diese Querstörungen vom oberpermisch-mesozoischen Deckgebirge maskiert. Darunter setzen sie sich noch weit fort. Im Untersuchungsgebiet des Pfälzerwaldes und des Westtrichs können sie nur indirekt nachgewiesen werden.

Wesentliche Erkenntnisse dazu erbrachte eine aktuelle, 2014 abgeteufte Erdwärmee-Tiefbohrung im Stadtgebiet von Kaiserslautern. Es handelte sich um eine 1500 m tiefe Meißelbohrung (GK 25-Blatt 6512 Kaiserslautern, R 34 11 780, H 54 80 525). Aus dem Bohrklein und dem Gamma-Log der geophysikalischen Bohrlochvermessung im Rotliegend-Bereich war abzuleiten, dass unterhalb der (mittleren? unteren?) Standenbühl-Formation ein tektonisch bedingter Schichtausfall von weit über 500 m (700 m? 800 m?) existiert (mündl. Mitt. J. HANEKE/LGB Mainz). Ein Versatz dieser Größenordnung geht mit hoher Sicherheit auf eine spätvariskische Abschiebungstektonik zurück.

Der Bohrpunkt liegt ungefähr in der Verlängerung der Lauter-Störung bei STOLLHOFEN (1998: Fig. 1: Lauter fault, LF; Abb. 6). Dies ist eine deutlich ausgeprägte, nach Nordosten hin absetzende Querstörung. Die Abschiebungsfläche müsste also etwas nach Nordosten geneigt sein. Im Bohrprofil wurde die Störung erst in großer Tiefe, bei etwa 1200 m, angetroffen (HANEKE & WONIK in Vorb.). Ihr hypothetischer Oberflächen-Ausbiss müsste also deutlich weiter südwestlich des Bohrpunktes austreichen. Bei Annahme einer 70 bis 80° -Neigung der Abschiebungsfläche kann dafür eine Distanz von gut 300 m errechnet werden. Berücksichtigt man dies, so ist eine direkte Anbindung an die Lauter-Störung im Nordwesten gegeben. Ein erhöhter Wärmefluss am Bohrpunkt stützt die Annahme einer hydraulischen Tiefenanbindung in diesem Bereich. Die Lineation der Querstörung zieht sich über die zwei eng gestaffelten, von KONRAD (1985) am Nordrand von Blatt 6512 Kaiserslautern auskartierten herzynischen Abschiebungen, die die Basis der Stauf-Formation zweimal nach Nordosten absetzen. Insgesamt dokumentiert sich eine große paläozoische Querstörung, die im Untergrund durchzieht. Sie verläuft etwa parallel zu den beiden großen Randstörungen der Kaiserslauterner Hochscholle, die bei LGB & LfW (2004) detailliert erfasst worden sind (Abb. 6).

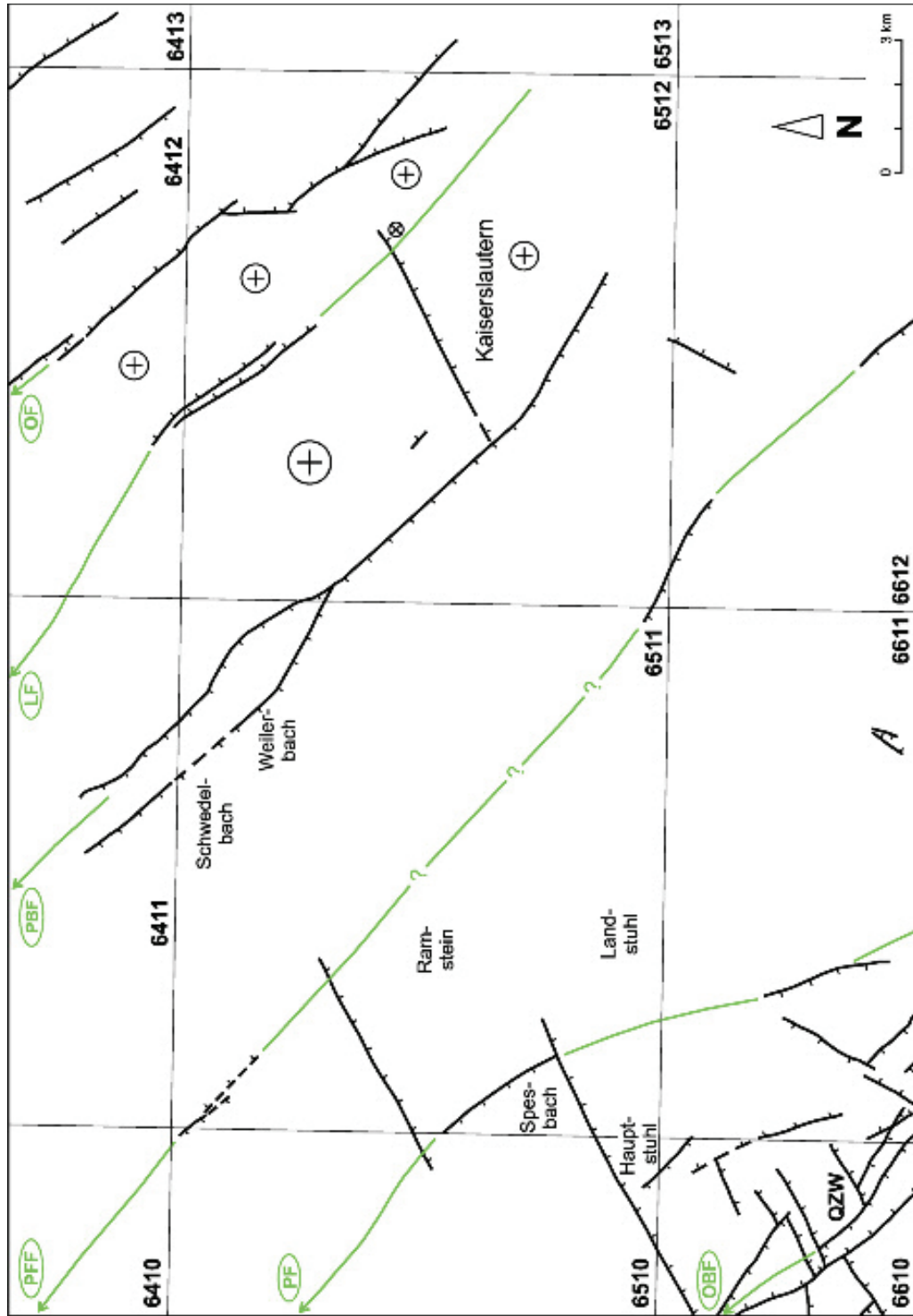


Abb. 6: Abschiebungen im Deckgebirge der Nordwest-Flanke der Pfälzer Mulde (nach LGB & LfW 2004, DITTRICH 2014/15; GK 25-Blattschnitt; Plus-Zeichen = Gebiet der Kaiserslauterner Hochscholle, ⊗ = im Text referierter Bohrpunkt, QZW = „Querstörungszone West“; OBE, PF, PFF, PBF, LF, OF = Ohmbach, Potzberg, Pfeffelbach, Pörrbach, Lauter bzw. Odenbach fault bei STOLLHOFEN 1998; grün = vermutete Fortsetzungen der karbonisch-permischen Querstörungen im Deckgebirge).

Im auflagernden Buntsandstein ist im Umfeld der Bohrung kein Nordwest-Südost-streichender vertikalktektonischer Versatz erkennbar. Offenbar war dort die herzynische Abschiebungstektonik mit dem Ende des Perms beendet.

Für die im Südwesten parallel verlaufende Querstörung hingegen, welche nach Südwesten hin absetzt, ist noch eine starke oberpermische Mobilität erwiesen. Es handelt sich um die große Südwest-Randstörung der Kaiserslauterner Hochscholle. Sie entspricht der alt angelegten „Pörrbach fault“ (PBF) bei STOLLHOFEN (1998). Diese war nachweislich schon im Oberkarbon und im Rotliegend mobil gewesen. Im frühen Mittelstephan hatte sie nach Südwesten abgesetzt und dann bei der Ablagerung der Donnersberg-Formation sehr stark in nordöstliche Richtung (STOLLHOFEN 1998: Fig. 6 und 7). Die oberpermische Mobilität wird durch das Mächtigmuster der Stauff-Formation abgebildet (Randfazies des Zechsteins). Während auf der Kaiserslauterner Hochscholle nur Werte von gut 70 m auftreten, ist südwestlich davon eine sehr mächtige Stauff-Formation entwickelt. Bohrbefunde südlich Weilerbach (Blatt 6511 Landstuhl) deuten auf knapp 300 m (270 m?). Bei Schwedelbach, wo die obersten Schichtpartien bereits abgetragen sind, tritt allein ein mehr als 100 m mächtiges „Grundkonglomerat“ auf, dessen Mächtigkeiten sonst nur im Bereich einiger Zehner Meter liegen (LGB 2005, DITTRICH 1996, 2008-2012). Offenbar war die Pörrbach-Störung im Zechstein wieder nach Südwesten absetzend mobil.

Dasselbe galt auch noch im untersten Buntsandstein. Im Stadtbereich von Kaiserslautern umfassen die Trifels-Schichten lokal nur 70 m (KONRAD 1985). Bei Landstuhl sind es schon 110 bis 120 m. Beim Übertritt auf die Hochscholle im Nordwesten reduziert sich die Gesamtmächtigkeit vor allem auf Kosten des unteren Abschnitts der Trifels-Schichten (mündl. Mitt. W. DACHROTH/Univ. Heidelberg), im Abschnitt unterhalb des „Ruinensandsteins“ (Trifels-Felsregion, sTOE, vgl. LGB 2005). Vertikale Relativbewegungen mit einer resultierenden lokalen Diskordanz innerhalb der Trifels-Schichten sind wahrscheinlich (vgl. „Lauter-Diskordanz“ bei DACHROTH 1988).

Hinweise auf die synsedimentäre Mobilität einer Querstörung im Oberen Buntsandstein existieren auf Blatt 6611 Hermersberg. Dort belegt das Mächtigmuster der Zwischenschichten eine Absenkung südwestlich der dort benannten „Querstörung West“ (DITTRICH 2014/15). In der Südwest-Ecke des Blattgebietes sind die basalen Zwischenschichten auch deutlich geröllreicher. Für den Mittleren Buntsandstein hingegen hatten sich anders geartete Subsidenzmuster rekonstruieren lassen. Folgende Deutung liegt nahe. Durch ein an der Wende Mittlerer/Oberer Buntsandstein generiertes neues kontinentales Spannungsfeld entstand eine veränderte Beckenkonfiguration. Die im Untergrund angelegte Querstörung wurde mobilisiert und bewirkte eine etwas stärkere flexurelle Absenkung der südwestlichen Scholle. Demzufolge ist diese Senkungszone von den hochenergetischen fluviatilen Strömen der tieferen Zwischenschichten bevorzugt angesteuert und durchflossen worden. Eine moderate erosive Eintiefung ist angesichts des Reliefgradientens im beginnenden Oberen Buntsandstein nicht unwahrscheinlich (vgl. DACHROTH 1988: S. 320: „Zyklus der Zwischenschichten“). Auffälligerweise sind südwestlich der Querstörung auf Blatt Hermersberg keine Vorkommen von Hauptkonglomerat und Violetter Grenzzone mehr vorhanden. Diese geringmächtigen Schichtglieder des höchsten Mittleren Buntsandsteins könnten von oben her erodiert worden sein. Selbst noch die Mächtigkeit der darunter liegenden Oberen Felszone ist dort im Südwesten etwa 4 bis 5 m Meter geringer als im Nordosten.

Dass es sich bei den Nordwest-Südost streichenden Querstörungen der Pfalz um sehr wichtige Strukturelemente handelt, ist deutlich geworden. Wie oben schon ange-

klungen, lassen sie sich nach Südosten, in den Deckgebirgs-Bereich der Pfälzer Mulde hinein, noch weit durchverfolgen. Im Darstellungsbereich der Abb. 4 sind schon einige markante Querstörungslinien bzw. -zonen zu erkennen. Die in dieser Untersuchung neu ermittelten Streichrichtungen der Querstörungs-Fortsetzungen schwanken zwischen 120 und 145°. Bei Landstuhl und auf dem West-Teil von Blatt 6611 Hermersberg treten lokale Abweichungen von 156 bis 163° auf (vgl. Kap. 3.). Die Richtung von 128 bis 139° überwiegt jedoch bei weitem.

Das bedeutendste Querelement im Gebiet der Pfälzer Mulde ist die Störungszone von Donsieders–Clausen, die sich von Blatt 6711 Pirmasens-Nord in das Blatt 6712 Merzalben zieht (KONRAD 1975, ROHN & KASSEBEER 2003). Im heutigen Kartenbild handelt es sich um eine sehr langgezogene, nach Südwesten hin absetzende Hauptstörung, an die sich im Südwesten eine komplexe Abfolge von gestaffelten Parallelstörungen anschließt. Im Mittelteil der Bruchzone ist ein lang gestreckter Spezialgraben ausgebildet (vgl. ROHN & DITTRICH 2003: Strukturkarte). Der dortige Grabencharakter war bereits von LEPPLA (1893) erkannt worden. Die Hauptstörung erreicht sowohl auf Blatt Pirmasens-Nord (Profilschnitt C–D bei KONRAD 1975) als auch im Südwest-Teil von Blatt Merzalben ihren Maximalversatz von etwa 100 m. Im Mittelteil hingegen verteilt sich der Gesamtversatz von etwa 135 m auf einzelne Staffelstörungen. Am Nordostrand des vorgelagerten Spezialgrabens wird lokal ein Vertikalversatz von 105 m erreicht. Bei Clausen fällt die Störungsfläche dieser Hauptstörung nachweislich steil nach Südwesten hin ein (LEIFELS 1995: mit 85°).

Nach Nordwesten hin zieht die Hauptstörung der Störungszone von Donsieders–Clausen noch bis in den Südteil von Blatt 6611 Hermersberg hinein (DITTRICH 2014/15). Dort ist sie als „Querstörung Ost“ bezeichnet worden. Am Streitkopf, westlich der Autobahn A 62, verliert sich dann die Spur dieser Querstörung. Weiter nordwestlich findet sie wahrscheinlich ihre Fortsetzung in der Bruchlinie zwischen Ramstein und Spesbach (LGB & LfW 2004) und dann in der Potzberg-Störung bei STOLLHOFEN (1998: Potzberg fault, PF; Abb. 6). Die in den Erläuterungen von Blatt Hermersberg geäußerte, von LENDVACZKY (2003) übernommene Annahme, dass sie sich in der „Störung Hettenhausen–Gerhardsbrunn“ (Nr. 6 in Abb. 7 am Ende dieses Kapitels) fortsetzt, ist nach den Ergebnissen der vorliegenden Untersuchung nicht mehr aufrecht zu erhalten (Kap. 3. und 8.).

Die nächst südwestlich gelegene Querstörung (Transferstörung) bei STOLLHOFEN (1998) ist die Ohmbach-Störung (Ohmbach fault, OBF). Sie setzt nach Südwesten hin ab. Nach Südosten hin lässt sich diese Querstörung mit großer Sicherheit bis in die langgestreckte „Querstörungszone West“ auf Blatt 6611 Hermersberg verfolgen (vgl. Abb. 16 in Kap. 3.). Auch dabei handelt es sich insgesamt um eine nach Südwesten gerichtete Abschiebungslination. Das Verbindungsstück zwischen der Ohmbach-Störung im Saar-Nahe-Bergland und der „Querstörungszone West“ auf Blatt Hermersberg markiert wohl die lang gestreckte Südwest-Abschiebung auf Blatt 6610 Homburg, die durch Bruchmühlbach zieht (HEITTELE 2001a,b; LGB & LfW 2004). Auffällig ist ferner, dass auf Blatt Homburg immerhin drei WSW-ENE (erzgebirgisch) streichende Abschiebungen an der nordwestlichen Verlängerung der besagten Querstörung enden. Offenbar existiert dort eine gewisse mechanische Entkoppelung beidseitig dieser Bruchlinie.

Auf Blatt 6611 Hermersberg ist die Gesamtheit der „Querstörungszone West“ detailliert auskartiert worden (DITTRICH 2014/15). Die auffällige „Störung Erlenmühle–Saalstadt–Rödelberg“ (Nr. 18 in Abb. 7) zieht von Süden her in das Blattgebiet hinein und kreuzt das Arnbach-Tal nordöstlich von Wallhalben. Am südlichen Blattrand liegt

ihr Versatz noch bei 10 m. Ihre Fortsetzung am Nordrand des Blattes 6711 Pirmasens-Nord (KONRAD 1975) war unerkannt geblieben. Allerdings existiert in der unmittelbaren Fortsetzung dieser Linie, auf dem Muschelkalk-Plateau nördlich Thaleischweiler, eine 142°-streichende 10 m-Abschiebung (Abb. 16 in Kap. 3.). Wahrscheinlich gehen beide westwärts abschiebenden Bruchlinien auf eine gemeinsame, durchgehende Schwächezone im Untergrund zurück. Nach Nordwesten hin klingt die „Störung Erlenhühle–Saalstadt–Rödelberg“ am Bendelberg aus. Weiter westlich und nordwestlich existiert stattdessen ein ganzes Bündel von NNW-SSE-streichenden Bruchlinien (Abb. 7). Daraus leitete sich der Begriff „Querstörungszone West“ ab.

Weiter südwestlich existiert noch eine Querstörung, die weit in das Deckgebirge der Pfälzer Mulde verfolgt werden kann. Es ist die Fortsetzung der St. Wendel-Störung bei STOLLHOFEN (1998: Fig. 1: St. Wendel fault, SWF). Diese zieht von St. Wendel im Saarland über eine Südwest-abschiebende Störungslinie zwischen Waldmohr und Käshofen (Blatt 6610 Homburg, HEITTELE 2001a, b) in rheinland-pfälzisches Gebiet hinein (Abb. 16 in Kap. 3.). Weiter südöstlich findet sie ihre Fortsetzung in der auffälligen Querstörungszone im Stadtgebiet von Pirmasens (Blattgrenze 6711/6811, Abb. 4).

Einige Querstörungen zeigen beim Eintritt in die Region des Deckgebirges einen veränderten Verlauf. Sie machen einen Nordost-konvexen Bogen. Aus geometrischen Gründen war dies tendenziell zu erwarten. Es gilt ja, dass bei zunehmender Gebirgsüberdeckung die „Spur“ einer Sockelstörung an der heutigen Erdoberfläche weiter nordöstlich zutage tritt, wenn es sich dabei um eine südwestlich absetzende Großabschiebung handelt. Es ist die Neigung der Störungsfläche, die sich auf diese Weise auswirkt. Bei Nordost-absetzenden Querstörungen rückt die tektonische „Spur“ im Deckgebirge demgegenüber in südwestliche Richtung, so etwa am gestaffelten Nordostrand der Kaiserslauterner Hochscholle. Einige Bögen der Querstörungen im Buntsandstein- bzw. Muschelkalk-Deckgebirge könnten daher aus regional stark variierenden Mächtigkeiten der unterlagernden Abfolge von (höherem) Rotliegend, Zechstein und tiefster Trias resultieren. Hinzu kommen wohl primäre Unregelmäßigkeiten im Verlauf dieser Querstörungen, die schon im unterlagernden Sockel angelegt sind. Richtungsvariationen zeigen sich sowohl in den Darstellungen von STOLLHOFEN (1998: Fig. 1) als auch in den Geologischen Karten des Saar-Nahe-Berglandes.

Auffällig ist auch, dass die vier beschriebenen Großstörungen im Bereich des Deckgebirges alle nach Südwesten hin absetzen. Ob dies schon mit einem alt angelegten Charakter als paläozoische Staffelbrüche vom hochgelegenen Krustensegment der Kaiserslauterner Hochscholle abwärts zusammenhängt (Abb. 6), oder aber auf jüngere, känozoische Beanspruchungsmuster zurückgeht, wird in nachfolgenden Texten dargelegt und diskutiert (Kap. 4., 6. und 8.).

Am Ende dieses den Querstörungen gewidmeten Kapitels soll nun noch auf vier besondere, in Kap. 2.1. nicht näher behandelte, erzgebirgisch streichende Bruchlinien eingegangen werden. Es handelt sich um diejenigen, die nur am äußersten Nordwestrand der Pfälzer Mulde auftreten. Es sind versatzstarke, WSW-ENE streichende Abschiebungen (Abb. 6). Die erste liegt im westlichen Stadtgebiet von Kaiserslautern, die zweite nordwestlich von Ramstein. Die dritte erzgebirgische Bruchlinie verläuft im westlichen Teil des Landstuhler Bruchs – unter Quartär-Sedimenten verborgen –, nordwestlich von Hauptstuhl. Ermittelt wurden sie anhand von Profilschnitten für eine hydrogeologische Bearbeitung des Großraums Kaiserslautern (LGB & LfW 2004). Ihre Vertikalversätze von knapp 70 m bei Kaiserslautern (Profilschnitt H–H') und südwestlich von Spesbach (Profilschnitt C–C') und sogar 116 m nordwestlich von Ramstein (Profilschnitt B–B') liegen in einer ganz anderen Größenordnung als die in Kap.

2.1. beschriebenen erzgebirgischen Bruchelemente, deren Versätze bloß im Bereich von 10 bis 20 m liegen. Offenbar gehören diese Nordwest-Bruchlinien einer anderen genetischen Kategorie an. Sie verlaufen parallel zur Hunsrück-Südrandstörung und repräsentieren wohl paläozoische Abtreppungen in der abgeglittenen Saar-Nahe-Großscholle (vgl. Abb. 5). Insofern handelt es sich um spezielle spät- bzw. postvariskische Strukturen. Lateral sind sie von auffällig begrenzter Reichweite. Diese beschränkt sich jeweils auf ein Querstörungssegment. Die erste erstreckt sich zwischen der Pörrbach fault und der Lauter fault nach STOLLHOFEN (1998), die zweite zwischen der Potzberg fault und der Pfeffelbach fault (PFF). Die letztgenannte Querstörung nach STOLLHOFEN ist im Vorhergehenden nicht näher behandelt worden, da ihre Fortsetzung im Deckgebirge noch ungeklärt ist. Ihre Bedeutung im paläozoischen Sockel ist jedoch unbestritten. Unmittelbar südwestlich von Kusel gelegen, war sie im mittleren Stephan als Nordost-absetzende synsedimentäre Abschiebung deutlich in Erscheinung getreten STOLLHOFEN (1998: Fig. 7). Die dritte erzgebirgische „Abtreppungsstörung“ liegt im Bereich zwischen der Potzberg fault und der Ohmbach fault nach STOLLHOFEN (1998). Eine weitere derartige Störung, die vierte, liegt relativ weit südlich, nämlich nordwestlich von Biedershausen auf Blatt 6611 Homburg (Abb. 16 in Kap. 3.). Sie überspannt ebenfalls einen Krustenstreifen zwischen zwei Querstörungen. Es ist derjenige zwischen der St. Wendel fault und der Ohmbach fault nach STOLLHOFEN (1998).

Im Verlauf der weiteren Deformationsgeschichte des Pfälzer Raumes stellten die vier im tieferen Untergrund angelegten erzgebirgischen „Abtreppungsstörungen“ lokale Schwächezonen dar. Bei meso-känozoischen Spannungsfeldern mit einer „passenden“ extensiven Zugspannung (wahrscheinlich im höheren Oligozän, Kap. 4.) sind sie wohl remobilisiert und dabei nach oben hin ins Deckgebirge durchgepaust worden. Bei lateral rasch ausklingenden Vertikalversätzen kann ihr heutiger Ausbiss daher seitlich etwas über die Begrenzungen der Querstörungen im Untergrund hinausreichen.

Am Nordwestrand der Pfälzer Mulde, wo der Grenzbereich von Grund- und Deckgebirge zutage tritt, sind die Nordwest-Südost-streichenden Querstörungen tektonisch von entscheidender Bedeutung. Mit zunehmender Entfernung von der weit nordwestlich gelegenen Hunsrück-Südrandstörung lässt deren strukturelle Prägnanz immer mehr nach (Abb. 5a). Im Süden und Südwesten der Pfälzer Mulde erscheinen schließlich vermehrt Richtungselemente mit erzgebirgischem Streichen im Kartenbild. In ihnen bilden sich eher altvariskische Strukturlinien ab (Kap. 2.1.).

3. Eozäne Bewegungen

In der langen Zeitspanne des Eozäns kam es im Untersuchungsgebiet zu drei verschiedenen Einengungsereignissen. Sie waren in NNW-SSE-, in Nord-Süd- und in NNE-SSW-Richtung orientiert (Abb. 8). Die ersten zwei – mehr oder weniger graduell ineinander übergehend – sind alpin bedingt. Ihnen lag eine recht diffizile plattentektonische Situation zugrunde (Abb. 9). Die dritte, obereozäne hingegen geht auf die sich entwickelnde Kollisionszone zwischen der Iberischen Platte und Südwest-Frankreich zurück. Im Folgenden soll dies näher ausgeführt und belegt werden.

Generell war die Krustenverkürzung der alpidischen Orogenese im Alpenvorland mit sehr starker Kompression verbunden. Enorme Nord-Süd-Schubspannungen wirkten ein. Im unteren und im frühen mittleren Eozän existierte eine NNW-SSE- bis Nord-Süd-gerichtete horizontale Hauptachse (σ_1) des Paläospannungsfeldes. In diese Zeit fällt auch der basaltische Vulkanismus bei Forst am Rande des Oberrheingrabens

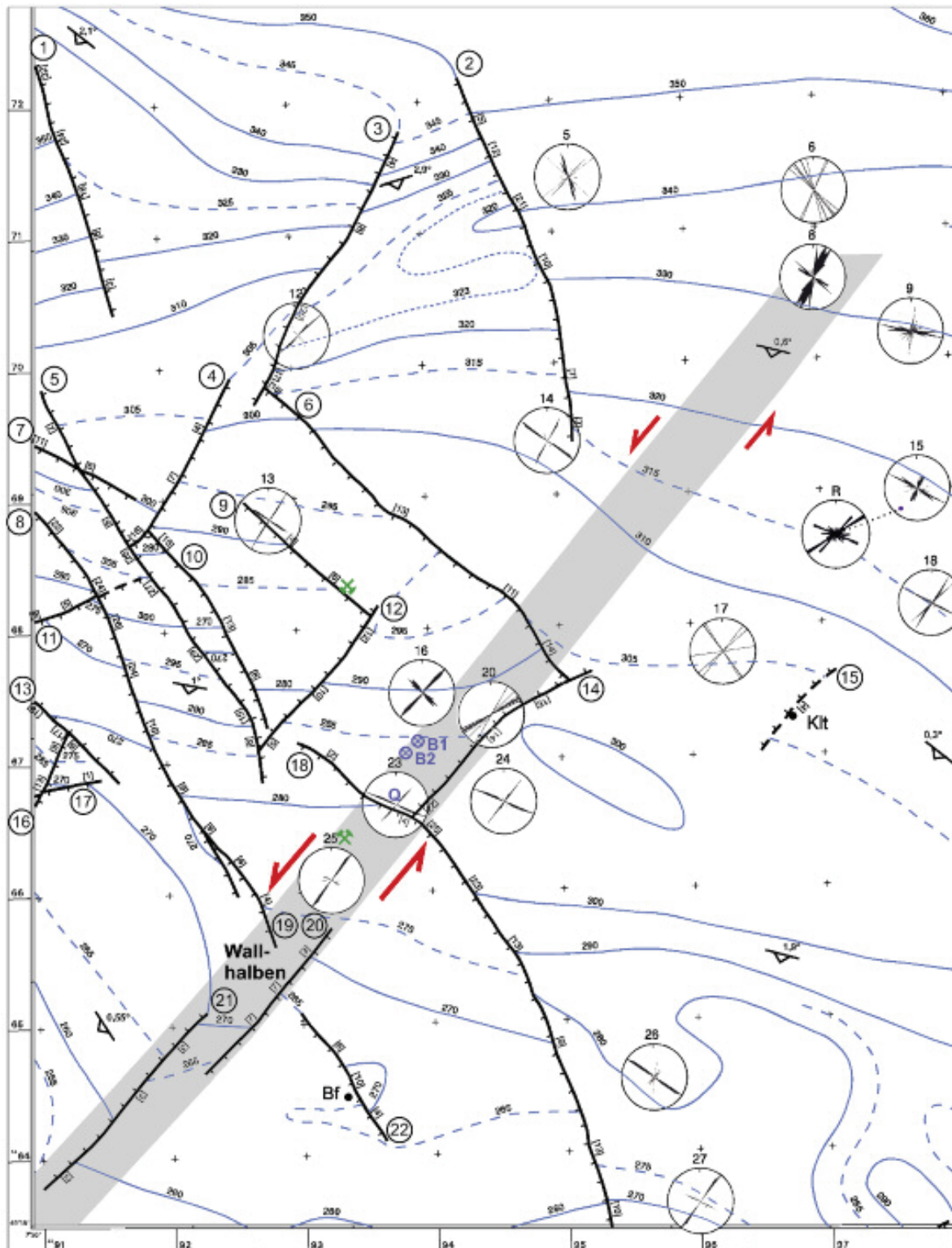


Abb. 7: Ausschnitt aus der Strukturkarte von Blatt 6611 Hermersberg (DITTRICH 2014/15, ergänzt; hellgrau = mitteleozäne sinistrale Scherzone, B1 und B2 = Brunnenbohrungen Erlenmühle 1 bzw. 2, Q = Erlenmühle-Quelle, X = Sandgrube Am Bendel, R = Kluftröse Rothenborn nach GAUDA et al. 1982, X = ehemalige Sandgrube südlich der Scharmühle, Bf = Biesterfels, Klt = Messpunkt oberstes Klingelstal).

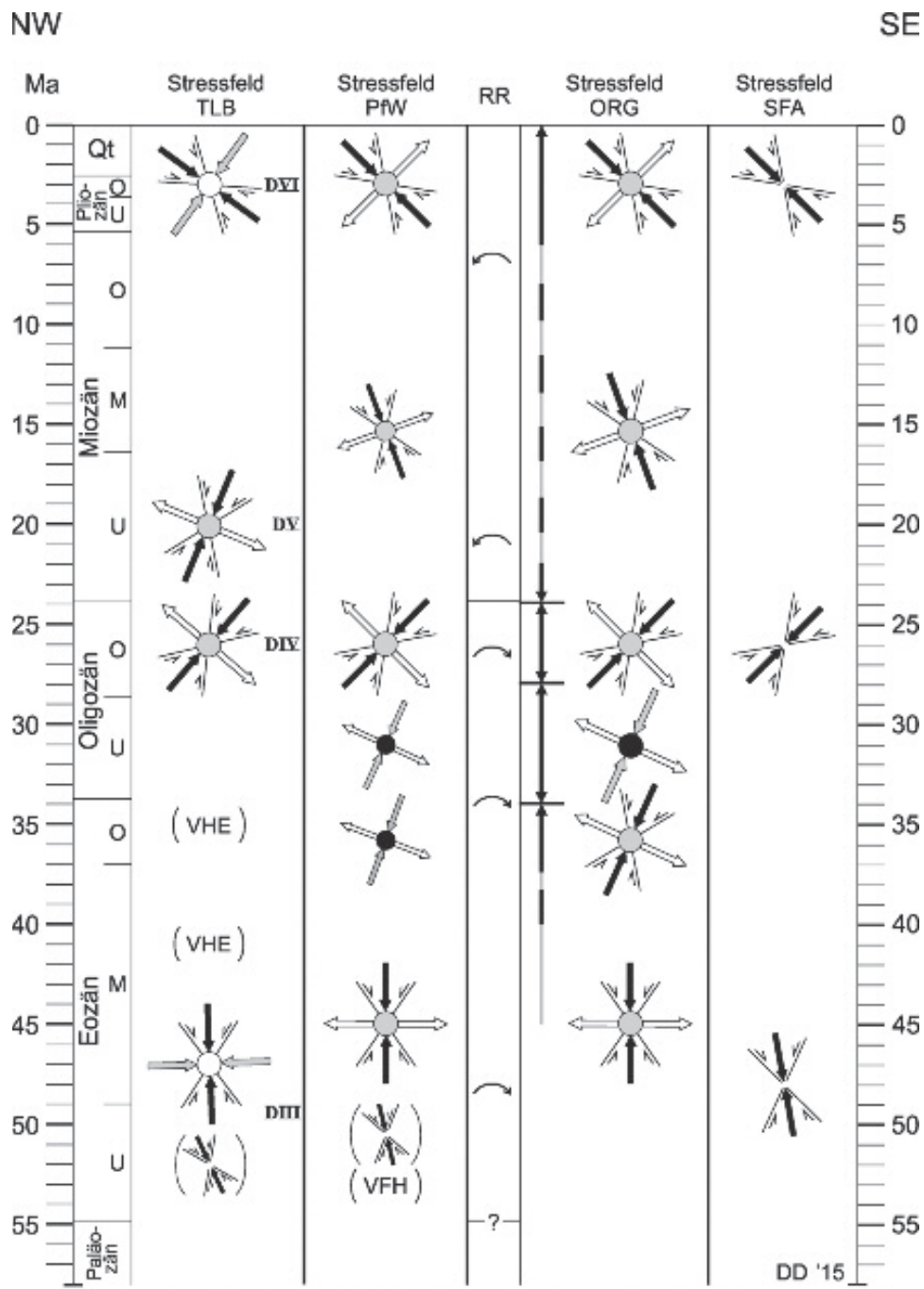


Abb. 8: Kompressive Deformationsereignisse und zugrunde liegende Spannungsfelder in der Trier-Luxemburger Bucht (TLB; DITTRICH 2014b), im Pfälzerwald (PfW), im Bereich des Oberreingrabens (ORG; SCHUMACHER 2002, RR = Rotationsrichtung) und in der Schwäbisch-Fränkischen Alb (SFA; SCHWARZ 2012); Signatur der Hauptnormalspannungen: σ_1 = schwarz, σ_2 = hellgrau, σ_3 = weiß; VHE: Vulkanismus in der Hocheifel an Nord-Süd-Lineamenten, VFH: Vulkanismus bei Forst/Haardtrand).

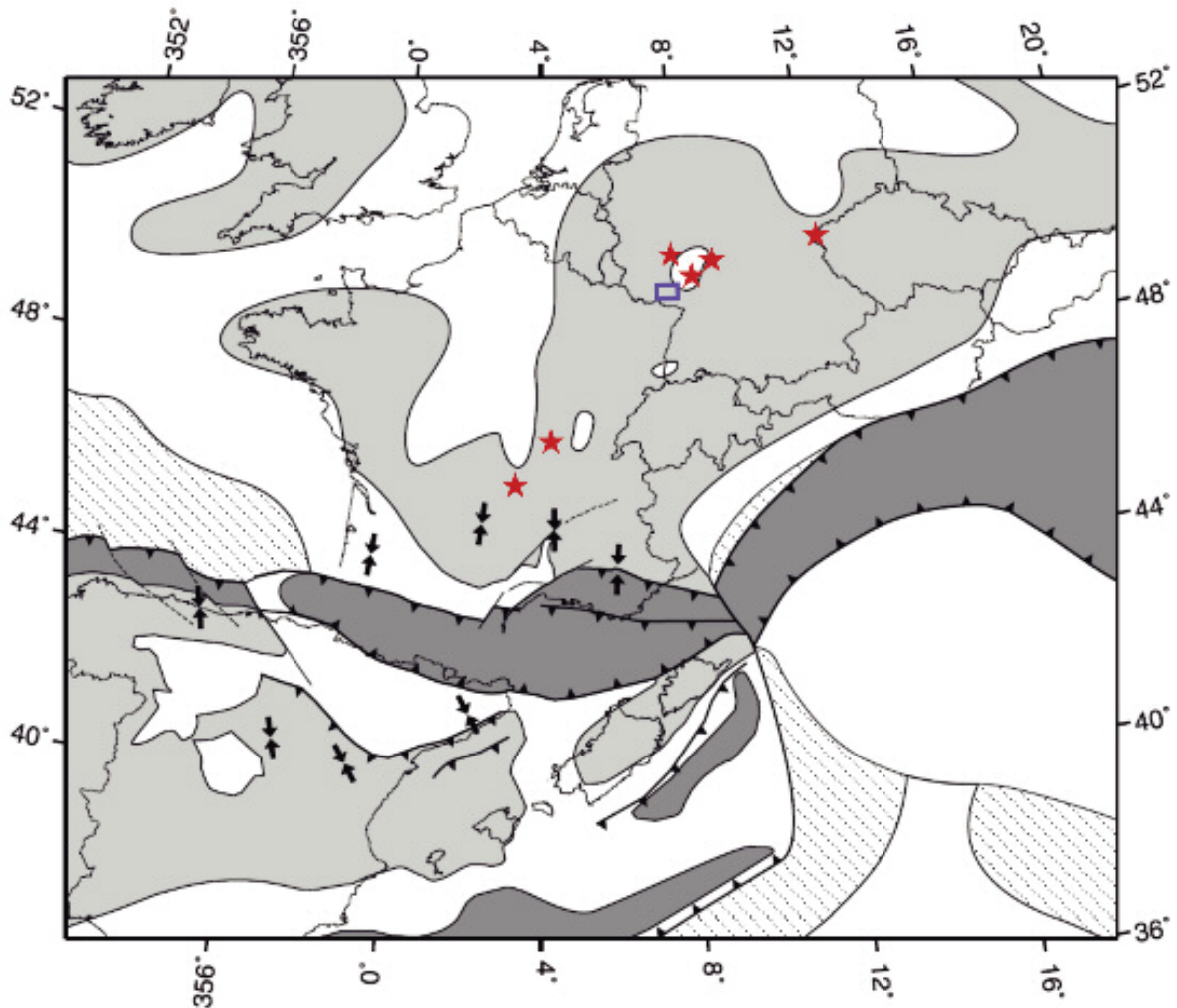


Abb. 9: Schematische paläotektonische Karte von Mitteleuropa im mittleren Eozän (aus DÉZES et al. 2004, wenig graphisch verändert). Das in Abb. 4 erfasste Gebiet ist blau umrahmt. Dunkelgrau = aktive Orogenfront, hellgrau = Hochgebiete, weiß = sedimentäre Becken, linear gepunktet = ozeanische Becken, rote Sterne = Vulkanismus, Pfeile = Richtung der in Süd-Europa ermittelten maximalen horizontalen Kompression.

(STELLRECHT 1964; Blatt 6515 Dürkheim-Ost: R 34 39 550, H 54 76 800). Nach radio-metrischen Altersbestimmungen (HORN et al. 1972: 53 Mio a) ist dieser Olivinnephelin in tiefere Eozän zu stellen (Abb. 8). Ebenso wie andere etwa zeitgleiche vulkanische Zentren in Deutschland und Frankreich kennzeichnet er ganz allgemein das nördliche Vorfeld der alpidischen Kollisionszone (Abb. 9). Neue Datierungen von eozänen Vulkaniten im französischen Randgebiet des Oberrheingrabens lieferte NEHLIG (2014). Ein Vorkommen bei Gundershoffen im Zaberner Bruchfeld wurde auf 44,24 ($\pm 2,26$) Mio a bestimmt und gehört somit ins mittlere Mittel-eozän. Ein Vorkommen im elsässischen Riquewihir, westlich des Kaiserstuhls gelegen, konnte nur mit großer Unschärfe ($\pm 12,1$ Mio a) datiert werden, auf 37,1 Mio a. Es gehört wohl ins höhere Mittel-eozän (vgl. Abb. 8).

Das früheozäne Kompressionsereignis war von STUCKE (1977) und BUCHNER et al. (1979) als erste Phase der Tektonik im Pfälzerwald beschrieben worden. Aufgrund des

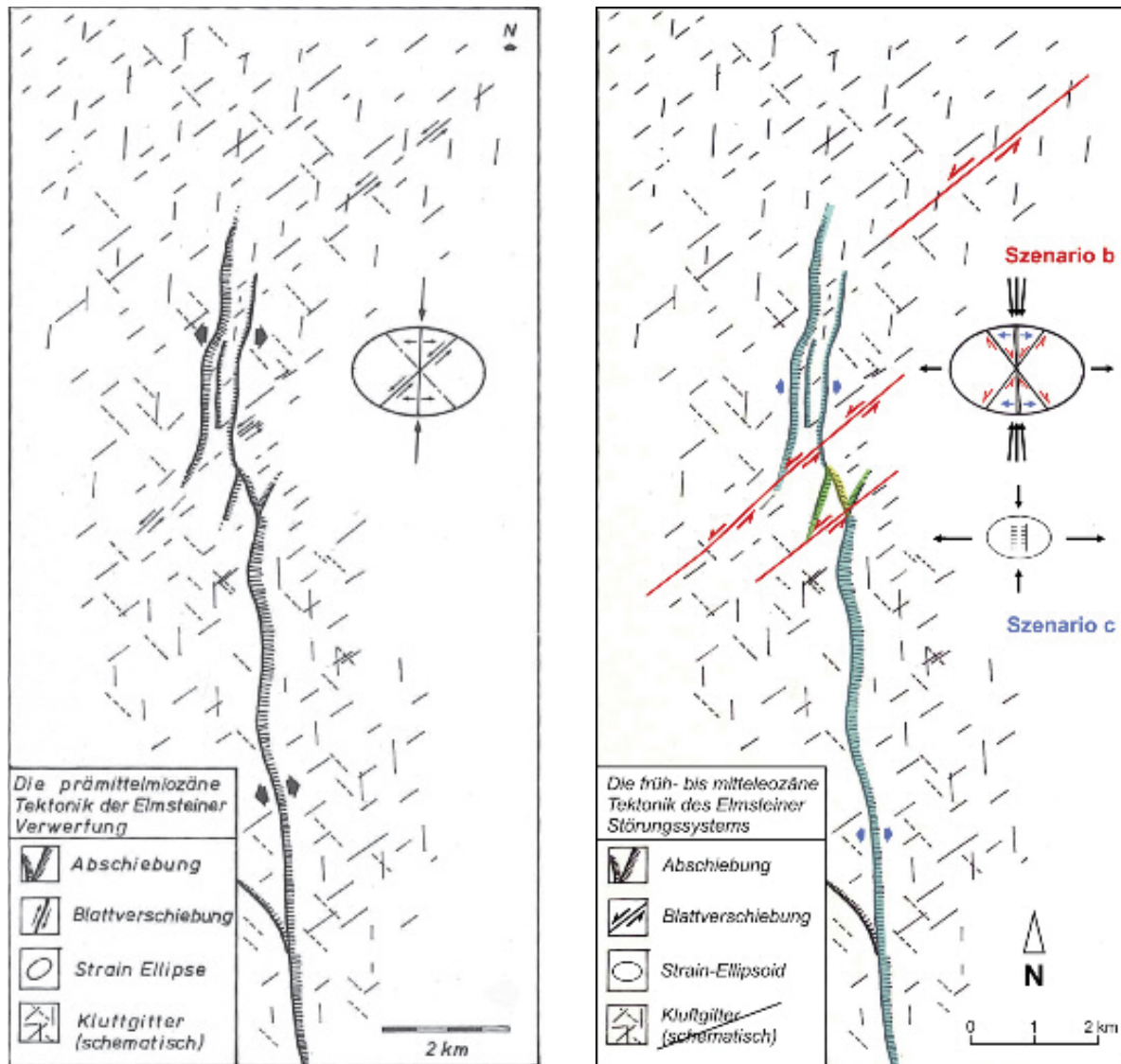


Abb. 10: Das früheozäne Bewegungsmuster im Elmsteiner Störungssystem und das entsprechende Strain-Ellipsoid in der Darstellung bei BUCHNER et al. (1979, links) und in einer hier weiter ausgedeuteten Version (rechts; grün und gelb = unteroligozäner Grabenbruch und neogener Nachbruch).

damaligen Kenntnisstandes war deren Alter lediglich als prämittelmiozän bestimmt worden (Abb. 10). Als Reaktion auf die kompressive Beanspruchung etablierte sich im Pfälzerwald ein „strike slip“-Regime, mit etwa 40 bis 45° streichenden sinistralen Blattverschiebungen. Diese ist von STUCKE (1977) für den Bereich des Elmsteiner Störungssystems genauer dargelegt worden. Rekonstruiert wurde ein „Kluftgitter“ mit Nordost-Südwest-streichenden sinistralen Scherflächen (Abb. 10). Solche horizontalen Bewegungsflächen waren sowohl im Anstehenden als auch an Lesesteinen zahlreich aufgefunden worden. Ein ergänzender Fundpunkt ist später bei ROHN & KASSEBEER (2003) notiert worden. Sogar eine ausgeprägte „Ruschelzone“ mit intensiver Durchbewegung des Gesteins und mit deutlich ausgebildeten Horizontalharnischen wurde beschrieben (STUCKE 1977: S. 91). Die Streichrichtung dieser Bewegungsflächen lag bei 45°. Der Fundpunkt befand sich im Nordosten, im Tal des Hochspeyerbachs

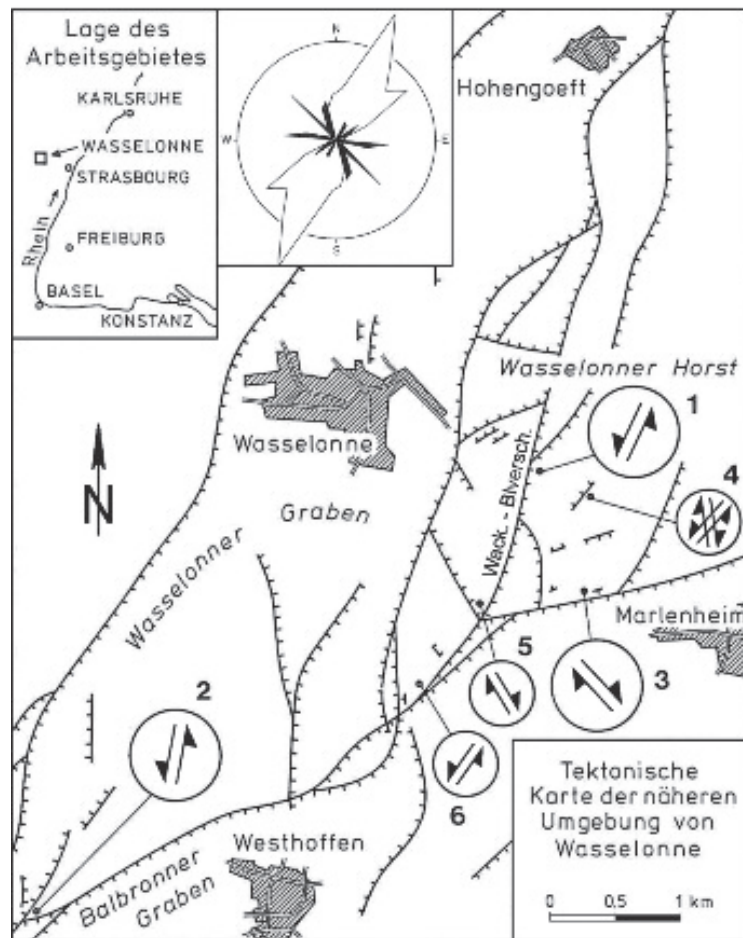


Abb. 11: Strukturkarte des Wasselonner Horsts mit Position, Streichrichtung und Verschiebungssinn der wichtigsten Horizontalharnische (nach BUCHNER 1977, graphisch verändert, Wack.-Blversch. = „Wackenthal-Blattverschiebung“; oben Mitte: Diagramm der Streichrichtungen von 457 eingemessenen Horizontalharnischen, schwarz = dextral, weiß = sinistral).

(Blatt 6614 Neustadt: R 34 29 130, H 54 73 680). Es war ein Steinbruch zwischen Frankeneck und Weidenthal.

Dazu passt auch eine Beobachtung von STELLRECHT (1964) bei Forst. An fast senkrecht stehenden Buntsandsteinwänden wurde dort eine Horizontalverschiebung mit 40°-streichenden horizontalen Harnischstriemungen beschrieben. Deren sinistraler Verschiebungssinn konnte aus den dortigen Lagerungsverhältnissen abgeleitet werden.

Weitere, sehr zahlreiche Hinweise auf das eozäne Kompressionsereignis existieren auf dem elsässischen Wasselonner Horst, im Zaberner Bruchfeld westlich von Strasbourg (Abb. 1). Dort fanden sich sowohl sinistrale Nordost-Südwest-Horizontalharnische als auch dextrale Nordwest-Südost-Horizontalharnischflächen (BUCHNER 1977; Abb. 11). Die wichtigsten streichen 38 bis 42° bzw. 149° (Messpunkte 5, 6 und anteilig auch 4). Auch sie entstanden als Reaktion auf eine Einengung in Nord-Süd-Richtung, die nunmehr ins tiefere Eozän datiert werden kann.

Im engeren Untersuchungsgebiet, auf Blatt 6611 Hermersberg, lieferten mehrere Aufschlüsse neuere Befunde zu eozänen Scherflächen und Blattverschiebungen. Sinis-



Abb. 12: Durch eng gescharte Scherklüfte tektonisch „zerscheibte“ Sandsteine der Karlstal-Felszone neben der Horbachermühle im Queidersbach-Tal. Eine eozäne sinistrale Scherbahn bildet sich ab.

trale Bewegungsspuren sind belegt an der Horbachermühle im Queidersbach-Tal (Abb. 1; vgl. auch DITTRICH 2014a). An den Felswänden unmittelbar neben der Mühle (R 34 01 810, H 54 66 300) existieren deutliche Scherklüfte mit sinistralen Horizontalharnischen (Abb. 12). Sie streichen mit 21° , 32° und 44° (Abb. 13).



Abb. 13: Quarztape auf einer 21° -streichenden Klufffläche an der Horbachermühle, mit etwa 10 bis 20° nach NNE geneigten sinistralen Faserharnischen (aus DITTRICH 2014a).



Abb. 14: Tektonisch deformierte Karlstal-Felszone an der Landesstraße L 363 in Horbach. Engständige, Nordost-Südwest-streichende, zum Teil bogig geschwungene Scherklüfte einer (sinistralen) Horizontalverschiebung.

Ein weiterer Aufschluss liegt an der Landesstraße L 363 in Horbach (R 34 02 100, H 54 66 640; DITTRICH 2014/15). Es ist eine Straßenböschung in einer Kurve. Auffällig daran ist eine engständige Klüftung, die vor allem um 37° streicht (31 bis 42°). Eine Neubegehung im Februar 2015 erbrachte zusätzliche Beobachtungen. Einige etwa 40° streichende Flächen sind in charakteristischer Weise bogig geschwungen (Abb. 14). Überdies tragen manche Scherflächen dünne Reste von Quarztafeln und vereinzelte reliktsche Faserharnische. Diese lassen einen sinistralen Bewegungssinn erahnen. Die „steiler“ streichenden Scherflächen (31 bis 37°) könnten eventuell als Riedelscherflächen gedeutet werden. Eine solche Anordnung von Primär- und Sekundärflächen würde zu einer sinistralen Verschiebung passen. Ein Vorhandensein von Riedelflächen wäre dann auch ein Hinweis auf eine recht starke Kompressionsbeanspruchung.

Auch etwas südlicher davon, in einer ehemaligen Sandgrube der Oberen Karlstal-Schichten, nördlich von Steinalben („Lehmkauf“, R 34 01 960, H 54 65 750), fanden sich Horizontalharnische. Die entsprechenden Strömungen erschienen auf deutlich aus-

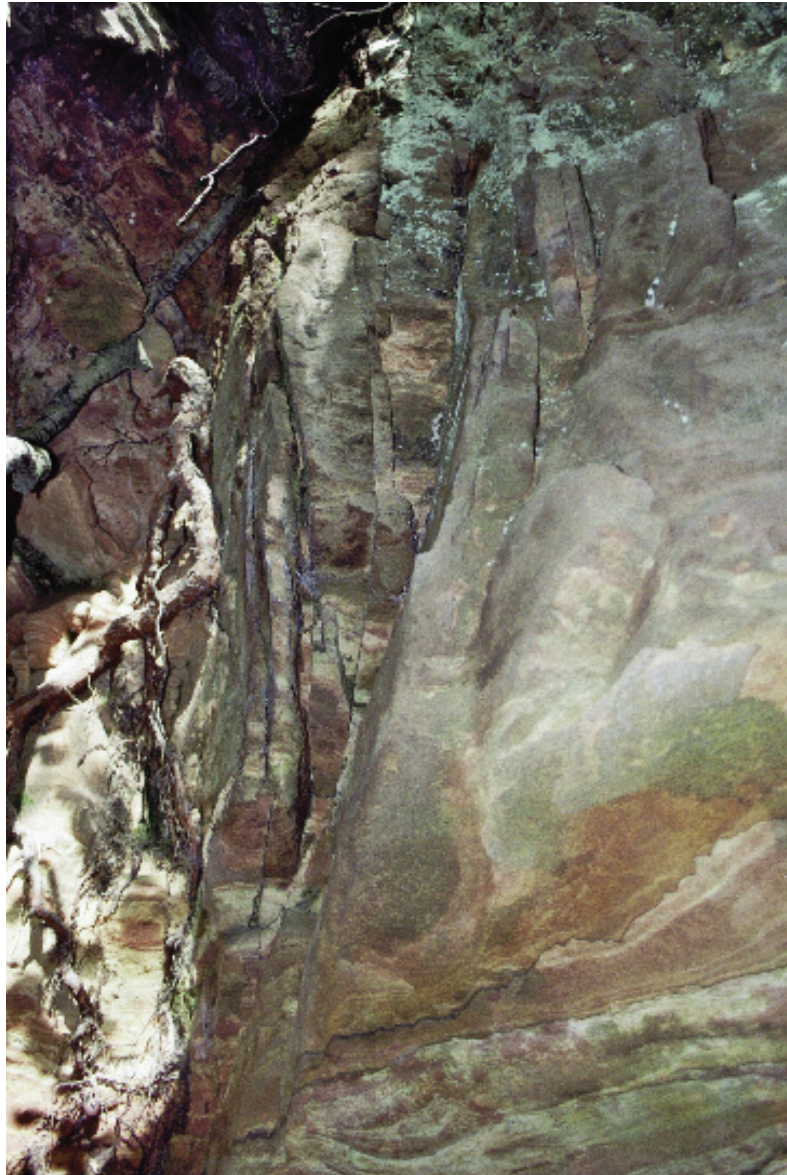


Abb. 15: Bogig geformte (dextrale?) Scherflächen in der Oberen Felszone im Aufschluss Biesterfels südlich von Wallhalben.

geprägten Quarz-Klufttapeten auf harten, nur dm-mächtigen Felsbänken. Da es sich um losgelöste, isolierte Sandsteinblöcke innerhalb des Sandgrubenbereichs handelte, war eine Einmessung des Streichens nicht möglich. Aufgrund der dortigen Morphologie ist jedoch eine Nordost-Südwest-Ausrichtung dieser Scherzone wahrscheinlich (DITTRICH 2014/15).

Die konjugierten dextralen Bewegungsbahnen müssen nach mechanisch-physikalischen Gesetzmäßigkeiten Nordwest-Südost ausgerichtet gewesen sein. Derartige Horizontalverschiebungen zeigten sich im Naturdenkmal Biesterfels südlich von Wallhalben (R 33 93 330, H 54 64 400; DITTRICH 2014a: Abb. 9; Tab. 1 in Kap. 8.). Im vorderen oberen Aufschlussbereich tritt eine tektonische „Zerscheidung“ der harten Sandsteine der Oberen Felszone durch eine sehr engständige Klüftung auf (Abb. 15). Typisch für Blattverschiebungen ist überdies die bogige, S-förmig geschwungene Aus-

formung mancher dieser Klufflächen. Zwei solcher Scherbahnen in Nordwest-Südost-Richtung sind hier vorhanden, mit Streichwerten um 130 bis 135° und um 145 bis 155°. Der anzunehmende dextrale Schersinn war bislang jedoch nicht zu belegen, da der obere Teil des Aufschlusses nicht ohne weiteres zugänglich war. Konkrete Nachweise von Horizontalharnischen waren daher hier (bisher) nicht möglich.

Anders war dies in der Sandgrube im Industriegebiet „Am Bendel“, nördlich von Wallhalben. Dort, im hintersten talwärtigen Teil, nahe des bergaufwärts führenden Pfades, fand sich eine scharfe 130°-Kluft in der Oberen Felszone. Sie war bogig geschwungen und trug dextrale horizontale Quarz-Faserharnische. Stellenweise war eine engscharige „tektonische Zerschiebung“ entwickelt. Riedelscherflächen mit etwas größeren Streichwinkeln, typisch für eine dextrale Verschiebung, traten ebenfalls auf. Nach unten hin setzte sich diese schmale Scherflächenzone nicht fort, in den Oberen Karlstal-Schichten war sie nicht mehr erkennbar.

Aus sämtlichen angeführten schertektonischen Befunden lässt sich geometrisch eine Einengungsrichtung ableiten, die zwischen 165 und 10° orientiert war. Es war also eine Kompression, die um die Nord-Süd-Richtung schwankt. Sie bewirkte die nachgewiesenen sinistralen und dextralen Ausgleichsbewegungen.

Eine NNW-SSE-ausgerichtete orientierte horizontale Einengung ist durch die Messungen von WAGNER (1967: Abb. 2) belegt. Erfasst wurden Horizontalstylolithen im Bereich der west-lothringischen Muschelkalk-Schichtstufe nördlich der Vogesen. Es ergab sich dort ein Wert von etwa 173°. Dies entspricht etwa dem 175°-Streichen der Elmsteiner Hauptstörung, wie es im mittleren und südlichen Teil des Störungssystems verwirklicht ist (Abb. 10) und wie es sich noch weiter in das Blatt 6813 Bad Bergzabern hinein fortsetzt (Abb. 4). Diese Bruchfuge bildete sich wohl als Reaktion auf NNW-SSE-ausgerichtete Einengung.

Bei genauerer Ausdeutung der Darstellung von W. STUCKE in BUCHNER et al. (1979) erweist sich, dass die starke sinistrale Scherspannung dieser Zeit nicht nur zur Herausbildung eines „Kluftgitters“ von Scherflächen (Abb. 10) und einer „Ruschelzone“ führte. Stattdessen deutet die Geometrie im nördlichen Teil der Störungszone darauf, dass die oben erwähnte Hauptstörung entlang von zwei Nordost-Südwest-streichenden Blattverschiebungen sinistral verschoben wurde. Die beiden Verschiebungsweiten von 800 m und 650 m summieren sich zu 1,45 km Horizontalversatz. Von STUCKE (1977) waren die sinistralen Verschiebungsweiten der 40 bis 45°-streichenden Scherflächen im Bereich des Elmsteiner Störungssystems noch als „sehr gering“ eingeschätzt worden. Nach neueren Kenntnissen – auch angesichts der überregional nachgewiesenen Stärke des früheozänen Kompressionsereignisses (vgl. DITTRICH 2014b) – ist dies nicht mehr plausibel. Auch die von STUCKE (1977: S. 91) beobachtete 45°-streichende, stark zerscherzte „Ruschelzone“ steht dazu im Widerspruch.

Eine strukturelle Parallele zur markanten Sinistralverschiebung der Hauptstörung im Elmsteiner Störungssystem existiert im Südwest-Teil von Blatt Hermersberg. Im Kartenbild zeigt sich dort ein sinistraler Versatz der alt angelegten „Querstörungszone West“ und auch der synsedimentär nachgezeichneten untertriassischen Beckenachse um 1,7 km.

Dies soll im Folgenden näher erläutert werden.

Als „Querstörungszone West“ ist in den Erläuterungstexten von Blatt 6611 Hermersberg (DITTRICH 2014/15) ein Störungsbündel bezeichnet worden, das NNW-SSE streicht und vornehmlich nach Südwesten hin absetzt. Die wichtigste Bruchlinie ist die Störung Erlenmühle–Saalstadt–Rödelberg (Nr. 18 in Abb. 7), die mit einem Vertikalversatz von etwa 10 m und mit 163°-Streichen von Süden her in das Blattgebiet ein-

tritt. Der Maximalversatz dieser Abschiebung (25 m) liegt nicht etwa – wie es wahrscheinlich wäre – ungefähr im mittleren Abschnitt der Störungslinie, sondern sehr weit nördlich. Er befindet sich dort, wo sich die Streichrichtung ändert. Nordwestlich davon verbleiben an der Hauptstörung nur noch 2 bis 4 m Restversatz und sie ändert ihr Streichen auf 120 bis 124°. Bei der Erlenmühle konnte sogar ein Streichen der Störungsfläche von 110 bis 115° direkt eingemessen werden. Höhere Vertikalversätze treten dann innerhalb der „Querstörungszone West“ erst wieder im Nordwesten auf, an einer Störung, die – bezogen auf die Hauptstörung im Süden – weiter südwestlich liegt (Abb. 7: Nr. 8). Es drängt sich der Eindruck auf, dass hier eine primär durchhaltende Störungslinie um immerhin 1,7 km sinistral versetzt ist, entlang einer breiten, etwa 45°-streichenden Scherzone. Die gekappten Endstellen der unterbrochenen Störungslinie sind dann später durch jüngere Nachbrüche verlängert worden, nun allerdings mit einer anderen Streichrichtung.

Die verschobene Hauptstörung der „Querstörungszone West“ ist höchstwahrscheinlich die durchgepauste „Spur“ einer alt angelegten Querstörung im unterlagernden paläozoischen Sockel (Kap. 2.2.). Im untertriassischen Deckgebirge ist es eine Südwest-absetzende Großabschiebung. In den Darstellungen von STOLLHOFEN (1998) handelt es sich um die Ohmbach-Störung (Ohmbach fault, OBF). Im Saar-Nahe-Gebiet streicht sie mit 135°, im Südosten dann eher mit 130°. Nach Süden lässt sie sich noch bis in das Schwarzbach-Tal auf Blatt 6711 Pirmasens-Nord verfolgen (Abb. 4 und 16). Das abweichende, „steilere“ Streichen dieser Lination im Südwest-Teil von Blatt 6611 Hermersberg geht wohl auf die sinistrale Verstellung zurück (Abb. 16). Dasselbe könnte für die Lination der „Querstörung Ost“ gelten. Dabei handelt es sich um die Verlängerung der großen Hauptstörung der Störungszone von Donsieders–Clausen auf den Blättern 6711 Pirmasens-Nord und 6712 Merzalben (Abb. 16). Diese Südwest-abschiebende Großstörung ragt im Süden noch ein wenig in das Blattgebiet Hermersberg hinein. Von da ab setzt sie nach Nordwesten hin aus. Ihrer Lage nach könnte es sich jedoch um die Potzberg-Störung (Pozberg fault, PF) bei STOLLHOFEN (1998) handeln. Im Saar-Nahe-Bergland streicht sie etwa 126°. Eventuell hat sich diese Lination durch das nordwestliche untertriassische Deckgebirge nicht oder nur sehr wenig durchgepaust. Es könnte aber auch sein, dass zwei auskartierte Störungen die „Spur“ dieser Lination nachzeichnen. Zum einen ist dies die Nordwest-Südost-Störung bei Spesbach (LGB & LfW 2004; Abb. 6) und zum anderen die NNW-SSE-Störung bei Mittelbrunn (DITTRICH 2014/15; Nr. 2 in Abb. 7). Setzt man dies voraus, so würde sich an der sinistralen Scherzone im Arnbach-Tal dort noch ein Horizontalversatz von etwa 500 m abzeichnen (Abb. 16). Das „steile“ Streichen bei Mittelbrunn (158°) wäre dann wiederum der sinistralen Verstellung zuzuschreiben.

Welche konkreten Geländebefunde untermauern nun diese aus dem Kartenbild abgeleitete Horizontaltektonik? Zunächst sind hier die Kluffrosen zu nennen. Im Umfeld der Scherzone zeichnet sich die 40 bis 45°-Richtung sehr deutlich ab (Kluffrosen 25, 24, 23 und 16 in Abb. 7). Dort, wo die Scherzone im Nordosten allmählich verklingt, bildet sich in der Rose Nr. 8 die nachlassende Dominanz dieses tektonischen Elementes ab. Im Zerrüttungsbereich dieser Scherzone haben sich im späteren Verlauf der Deformationsgeschichte streichende Kleinstörungen anlegen können. Als Reaktion auf eine oligozäne Nordwest-Südost-Extension (Kap. 4.) konnten darin sowohl Nordwest- als auch Südost-absetzende Abschiebungen entstehen. Im Blattgebiet Hermersberg (Abb. 7) umfasst dies die Abschiebungen 21, 20 und den Südwest-Teil der Abschiebung 14, die nach Osten hin in die erzgebirgische Richtung umschwenkt und ein andersartiges Strukturelement nachzeichnet (vgl. auch Kluffrose 20). Die überdurchschnittliche Ge-

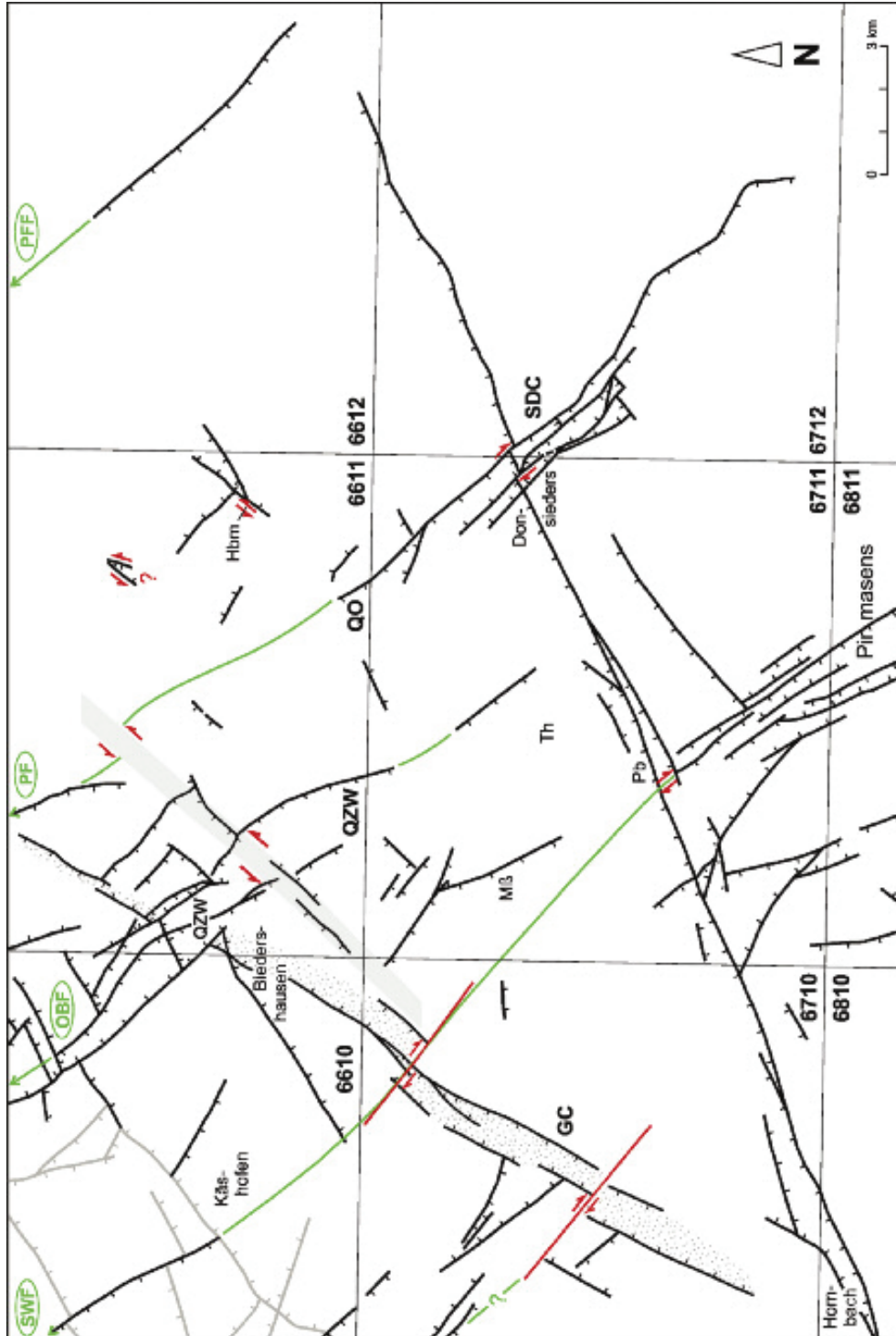


Abb. 16: Aktualisiertes Störungsmuster des westlichen Pfälzerwaldes und des Westrichs (unter Verwendung von Ergebnissen von KONRAD 1975, 1979, 1983, HEITZLE 2001b, ROHN & KASSEBEER 2003, LGB & LFW 2004, DITTRICH 2014/15; mittelgrau: Störungen noch ungesichert; GK25-Blattschnitt; QZW = „Querstörungzone West“, QO = „Querstörung Ost“, SDC = Störungzone von Donstieders-Clausen, GC = Grabenzone von Contwig (Gesamtbe- reich gepunktet), Hbm = Messpunkt Horbachermühle Mß = Maßweiler, Th = Thaleisweiler, Pb = Petersberg; SWF, OBF, PF, PFF = St. Wendel, Ohm- bach, Potzberg bzw. Pfefferbach fault bei STOLLHOFEN 1998; grün = „Spuren“ dieser Querstörungen im Deckgebirge). Verzeichnet sind auch die hier rekonstruierten bzw. vermuteten (mittel-)eozänen sinistralen und dextralen Scherbahnen.

steinszerrüttung bzw. -durchtrennung im Bereich der Scherzone hat wohl die erosive Ausräumung des Arnbachtals begünstigt. An den Talhängen westlich von Hettenhausen findet sich auch auffällig viel Hangschutt aus großen verstürzten Blöcken. Ein Zusammenhang mit einem destabilisierten Gebirgskörper in den Randbereichen der Scherzone wäre möglich. Immerhin lässt sich die sonst sehr verbandsfeste Obere Felszone dort partienweise als Sand abbauen. Im Industriegebiet „Am Bendel“ nördlich Wallhalben (R 33 93 320, H 54 66 450) existiert eine derzeit aktive Sandgrube (Abb. 7). Die Obere Felszone ist dort gebleicht und von einigen Scherflächen durchsetzt. Im hinteren oberen Teil des Aufschlusses kam auch eine Violette Grenzzone zum Vorschein. Daraus lässt sich ein weiteres Argument für eine sinistrale Verschiebung ableiten. Vorkommen dieses geringmächtigen Schichtgliedes des höchsten Mittleren Buntsandsteins beschränken sich auf Blatt 6611 Hermersberg nämlich auf die Region nordöstlich der „Querstörungszone West“ (DITTRICH 2014/15: Kap. 2.1.6.). Ursächlich dafür war eine erosive Unterschneidung auf der alt angelegten Tiefscholle im Südwesten. Das hangende Schichtglied der Zwischenschichten (Oberer Buntsandstein) ist dort deutlich mächtiger und geröllreicher entwickelt. Durch synsedimentäre Absenkungsunterschiede gesteuert, konzentrierten sich die hochenergetischen Ströme der basalen Zwischenschichten auf die Region südwestlich der Querstörungszone. Die einzige Ausnahme von dieser Regel ist die Violette Grenzzone nordnordöstlich von Wallhalben. Berücksichtigt man jedoch die sinistrale Verstellung, so liegt dieses Vorkommen ebenfalls auf der nordöstlichen Hochscholle. Es liegt nämlich nordöstlich der nach Südwesten „vorgerückten“ Querstörung (Nr. 8 und 19 in Abb. 7).

Die eigentliche Scherbahn, die wohl auf mehrere Parallelbahnen aufgespalten ist, liegt wahrscheinlich im Tal selbst, unter der Talaue verborgen.

Hinweise auf eine besondere tektonische Situation ergeben sich auch aus den hydrogeologischen Befunden dieser Region. Immerhin stellt das Gebiet der Erlenmühle einen Schwerpunkt der Grundwassergewinnung im Blattgebiet Hermersberg dar (BITZER et al. 2006, F. BITZER in DITTRICH 2014/15). Zwei Brunnenbohrungen und eine Talrandquelle an der Erlenmühle werden dafür genutzt (Abb. 7). Die Ausbaustrecke der Erlenmühlenquelle erstreckt sich vom Mühlengebäude nach Südosten in das dortige Nebentälchen hinein. Sie quert also noch weitere Abschnitte der eozänen Scherzone. Interessant sind die Ergebnisse der Altersdatierung dieser Wässer nach der C^{14} -Methode (OSTER 2004). Das Modellalter der Altwasserkomponente der Quelle liegt immerhin bei 1100 ± 115 Jahren. Der Rückschluss auf tief reichende, wasserwegsame tektonische Trennflächen liegt nahe. Diese bewirken einen hydraulischen Kurzschluss zwischen tieferen und oberflächennahen Grundwasserleitersystemen mit aufwärts gerichteten hydraulischen Gradienten (F. BITZER in DITTRICH 2014/15).

Noch deutlicher ist das Ergebnis der C^{14} -Datierung der Altwasserkomponente der Brunnenbohrung Erlenmühle 1. Deren Modellalter beträgt sogar etwa 2200 ± 100 Jahre. Dieser Brunnen erschließt wohl ausschließlich das tiefere zusammenhängende Grundwasserleitersystem. Die Annahme einer tektonischen Tiefenanbindung wird auch durch die Grundwasserbeschaffenheit gestützt. Es existieren nur sehr geringe Nitrat- und Chloridkonzentrationen. Die Verweilzeiten des Grundwassers sind im tieferen Grundwasserleitersystem vergleichsweise lang; die Signale anthropogener Beeinflussung haben dieses Grundwasser-Niveau noch nicht erreicht.

Die langfristige Grundwasser-Durchströmung des vergleichsweise gut permeablen Scherzonen-Bereichs hat wahrscheinlich auch zu einer Weglösung von Quarz geführt. Das im Vergleich zu den Quarzkörnern etwas leichter lösliche kieselige Bindemittel der Felszonen-Sandsteine ist dabei teilweise gelöst und abgeführt worden. Die Ent-

festigung der Oberen Felszone und der basalen Zwischenschichten im Abbaubereich „Am Bendel“ war dementsprechend begünstigt. Durch die Huminstoff-reichen Grundwässer des älteren Känozoikums konnte es ja in benachbarten Bereichen des Blattgebietes 6611 Hermersberg, in strukturellen Tieflagen, sogar zur Verkarstung von Sandsteinen und zur Höhlenbildung kommen (DITTRICH 2014a, in Vorb.). Dasselbe galt vermutlich auch für die sekundär auskristallisierten Quarz-Faserharnische. Sie waren wohl auch relativ empfindlich gegenüber Lösung und Abfuhr. Im Nahbereich der Scherzone könnten deshalb die ursprünglich vorhandenen Faserharnische heute nur noch schwach erkennbar sein.

Schwach ausgeprägte sinistrale Faserharnische existieren wohl noch in einer aufgelassenen Sandgrube nördlich von Wallhalben (R 33 92 850, H 54 66 180). Sie waren jedoch nicht mit Sicherheit bestimmbar. Die basale Obere Felszone ist dort von 30 bis 40°-streichenden Klüften durchsetzt. Eine schmale Zone mit engschariger „tektonischer Zerscheibung“ zeigte sich dort entlang von zwei scharfen 32°- bzw. 33°-streichenden Klüftflächen. Dabei könnte es sich um Scherklüfte handeln. Im vorderen südlichen Teil der Sandgrube – hoch gelegen und nicht ohne weiteres einmessbar – treten auch Horizontalharnische etwa in 130°-Richtung auf. Per „Fernanalyse“ ließen sich dextrale Faserharnische ermitteln. Zusätzlich austretende Flächen von möglichen Riedelflächen, mit etwas höheren Streichwinkeln, könnten ebenfalls auf einen dextralen Bewegungssinn hindeuten. Wenn dies alles zutrifft, so wären dort beide konjugierten Scherflächenscharen der früheozänen Deformation reliktmäßig vorhanden.

Auch in einer ehemaligen Sandgrube nordöstlich von Wallhalben (R 33 93 290, H 54 66 150) traten Horizontalharnische mit undeutlich erhaltenen Quarz-Faserharnischen auf. Ihr Streichen lag etwa bei 130°. Eine direkte Einmessung dieser hochgelegenen Flächenanbrüche in der oberen Felszone war nicht möglich, der Bewegungssinn blieb daher unbestimmt. Austritte von (?Riedel-)Scherflächen mit höheren Streichwinkeln könnten jedoch auf eine dextrale Bewegung hindeuten. Auf der anderen Talseite, in der derzeit betriebenen Sandgrube „Am Bendel“, waren mit 130° streichende dextrale Scherflächen ja sicher nachgewiesen worden.

Südlich von Blatt 6611 Hermersberg lässt sich auch eine größere dextrale Seitenverschiebung aus dem Kartenbild ablesen. Sie vollzog sich an der Querstörung bzw. Querstörungszone, welche von der St. Wendel-Störung bei STOLLHOFEN (1998; SWF in Abb. 16) bis über Pirmasens hinaus in das Blatt 6811 Pirmasens-Süd zieht. Bei Petersberg (Abb. 16: Pb) beträgt die Verschiebungsweite etwa 500 m. Versetzt wurde die alt angelegte, lange, erzgebirgisch streichende Störung Hornbach–Nünschweiler–Donsieders. Dies lässt sich aus dem geologischen und morphologischen Kartenbild von Blatt 6711 Pirmasens-Nord ableiten (vgl. auch KONRAD 1975). Ein jüngerer Nachbruch, wahrscheinlich mit spätoligozänem Alter, hat den Versetzungsbereich überspannt und so zur Maskierung der Verschiebung beigetragen. Die südostwärtige Verstellung der östlichen Scholle wird jedoch auch an der südlich parallel verlaufenden erzgebirgischen Störung deutlich.

Im Bereich der weiter östlich gelegenen Störungszone von Donsieders–Clausen kam es ebenfalls zu einer dextralen Seitenverschiebung. Dies ist daran erkennbar, dass die lang gestreckte erzgebirgische Bruchlinie, die die GK25-Blätter 6810, 6710, 6711, 6712 und 6612 durchzieht (Abb. 16), östlich von Donsieders nach Südosten zurückspringt. Es handelt sich dabei um eine NNW-absetzende Abschiebung. Dies wird am Ausbissverlauf auf den Blättern 6712 Merzalben (ROHN & KASSEBEER 2003) und 6711 Pirmasens-Nord (KONRAD 1975) deutlich, die Störungsfläche fällt offenbar nach NNW hin ein. Auf der Hochscholle im Nordosten der sehr heterogenen Störungszone von

Donsieders–Clausen ist ein deutlich tieferer Abschnitt der genannten Störungsfläche erosiv freigelegt. Er müsste weiter nordwestlich ausbeißen. Stattdessen zeigt sich im Kartenbild aber eine nach Südosten vorrückende Ausbisslinie der Störungsfläche. Dies ist nur durch dextrale Horizontaltektonik erklärbar, bei der die östlicheren Schollen in der Summe um mindestens 250 m nach Südosten verschoben wurden. Nachträglich – durch jüngere Senkungsbewegungen im Südwesten – ist später dann der weitere Bereich der Blattverschiebungszone vertikaltektonisch überprägt worden, wodurch er im heutigen Kartenbild überhaupt erkennbar geworden ist.

Eine ebenso auffällige Leistentektonik, gleichartig ausgerichtet, zeigt sich im Grenzbereich der Blätter 6711 Pirmasens-Nord und 6811 Pirmasens-Süd (Abb. 4). Das Deckgebirge ist dort in großem Maßstab genauso zerstückelt bzw. „zerschiebt“, wie es im kleineren Maßstab bei aufgeschlossenen Blattverschiebungen sichtbar wird. Wahrscheinlich existiert dort eine breite Blattverschiebungszone, die auf eine eozäne dextrale Horizontaltektonik zurückgeht. Es ist die Verlängerung der oben schon erwähnten 500 m-Seitenverschiebung bei Petersberg. Diese hat sich bei dieser und bei allen anderen Querstörungszonen (Kap. 2.2.) an alt angelegten, tiefreichenden Bruchfugen abgespielt. Dabei wurden diese in verstärktem Ausmaß aus dem (prä-)permischen Grundgebirge in das mesozoische Deckgebirge durchgepaust.

Weitere eozäne dextrale Seitenverschiebungen bilden sich entlang der Grabenzone von Contwig ab (Abb. 16). Dort im Südwesten ist eine langgestreckte SSW-NNE-streichende Bruchlineation zweifach dextral versetzt worden. Auch dort haben wohl herzynische Querstörungen im Untergrund als Bahnen der Blattverschiebungen fungiert. Die horizontalen Versatzbeträge liegen bei 500 m im Nordosten und 700 m im Südwesten (vgl. dazu Kap. 7.).

Insgesamt wird deutlich, in welchem großem Ausmaß die alpidische Nord-Süd-Kompression des untersten und frühen mittleren Eozäns im Pfälzerwald zu horizontaltektonischen Verstellungen geführt hat. Das Deckgebirge wurde schertektonisch zerstückelt und um Beträge im Bereich von Hunderten von Metern bis zu 1,7 km sinistral und dextral versetzt.

Dabei sind im untersten Eozän, als die horizontale Schubspannung σ_1 noch SSE-NNW-ausgerichtet war, anders ausgerichtete Scherbahnen aktiviert worden als es später, im frühen Mitteleozän, der Fall war. Eine Rotation des Stressfeldes im Uhrzeigersinn ist bereits von SCHUMACHER (2002) dargestellt worden (Abb. 8). Sie resultierte aus dem Wechselspiel zwischen alpiner und pyrenäischer Einwirkung. In Abb. 9 aus DÉZES et al. (2004) ist die komplexe plattentektonische Situation verdeutlicht. In Abhängigkeit von der jeweiligen Aktivität der beiden Konvergenzzonen, die durch eine Transformstörung getrennt waren, konnte die einwirkende Schubspannung variieren. Zunächst kam es zu einer etwa 160 bis 170° ausgerichteten Kompression. Zahlreiche Strukturen im Pfälzerwald und in seinen Randgebieten deuten darauf hin. Die Erfassung von Horizontalstyrolithen im Bereich der west-lothringischen Muschelkalk-Schichtstufe nördlich der Vogesen (WAGNER 1967: Abb. 2) lieferte neben dem schon erwähnten 173°-Wert auch einen Wert in 167°-Richtung. Von der Ausrichtung der Schubspannung her könnte es sich um ein untereozänes Einengungsereignis gehandelt haben. Ein solches hat sich sowohl in der Schwäbisch-Fränkischen Alb als auch in der Trier-Bitburger Bucht deutlich nachweisen lassen (Abb. 8).

Dieser Kompression in NNW-SSE-Richtung entstammen auf den Blättern 6611 Hermersberg, 6711 Pirmasens-Nord und 6811 Pirmasens-Süd einige NNW-SSE-streichenden Bruchlinien (Abb. 16). Sie sind wohl erst später, bei der Extension im Miozän (Kap. 5.), in stärkerem Ausmaß vertikaltektonisch mobilisiert worden.

Untereozäne Scherbewegungen sind durch etwa 25°-streichende sinistrale Horizontalharnische auf dem Wasselonner Horst belegt (Abb. 11). Auch die 25°-gerichtete sinistrale Relativbewegung an der dortigen Wackenthal-Störung gehört dazu. Es bildet sich darin eine etwa 170°-streichende horizontale Schubspannung ab. BUCHNER et al. (1979) hatten dieses Beanspruchungsmuster damals noch als oberplio- bis altpleistozän datiert, weil es als Vorgänger-Stressfeld des heutigen Stressfeldes interpretiert wurde. Dem zugrunde lag die Kenntnis eines im späten Känozoikum im Gegenurzeigersinn rotierenden Stressfeldes (ILLIES 1974). Ein eozänes Stressfeld ist natürlich auch ein chronologischer Vorgänger des (sub-) rezenten Stressfeldes. Die inzwischen überregional nachgewiesene Stärke dieses deutlich älteren alpidischen Kompressionsereignisses korrespondiert weitaus besser mit der markanten Entwicklung der bei Wasselonne eingemessenen Scherflächen und Blattverschiebungen. F. BUCHNER (in BUCHNER et al. 1979) hatte dargelegt, dass die sinistrale Wackenthal-Verschiebung die konjugierte Bewegung zu einer dextralen 134°-Scherbahn – diese versetzt eine erzgebirgisch streichende Abschiebung – darstellt. Beide wurden als nahezu gleichhalt aufgefasst. Bei einem eingeschlossenen Winkel von etwa 71° ist dies durchaus plausibel. Allerdings wurde auch beobachtet, dass dort sinistrale Scherflächen die dextralen versetzen. Nach neuerer Kenntnis könnte dies als Resultat einer gegenseitigen Durchdringung konjugierter Scherbahnen im Zuge eines allmählich fortschreitenden Deformationsprozesses erklärt werden (vgl. SCHWARZ & KILFITT 2008). Auch eine erneute Reaktivierung von Einzelflächen im Miozän wäre möglich (Kap. 5.).

Im Pfälzerwald selbst sind wohl die dextralen Scherbahnen am Biesterfels (130 bis 135°-Streichen) und diejenigen auf Blatt 6710 Zweibrücken (126° und 130°, vgl. Abb. 16) dem untereozänen Deformationsereignis zuzuordnen. Dazu zählen auch die dextralen Scherflächen nördlich und nordöstlich von Wallhalben (130°). Die aus diesen Bewegungen abzuleitende Schubspannung (σ_1) lag im Bereich von 161 bis 170°. Dasselbe gilt auch für einige der sinistralen Scherflächen. Dazu gehören wohl auch diejenigen, die etwa 3,5 km nordwestlich der Horbachermühle auf Blatt 6611 Hermersberg liegen (18 bis etwa 25°, vgl. DITTRICH 2014/2015 und Abb. 16). Die zwei langen WNW-ESE-Bruchlinien im Südwest-Teil von Blatt 6711 Pirmasens-Nord könnten möglicherweise einmal früheozäne dextrale Scherbahnen gewesen sein. Schertektonische Daten von dort existieren jedoch bislang nicht.

Im frühen Miozän folgte dann eine mehr Nord-Süd- bis NNE-SSW-gerichtete Einengung (Abb. 8). Diese bewirkte eine noch stärkere Schertektonik. Die einwirkende Schubspannung rotierte allmählich von 173 auf 190° (bzw. 10° Streichen). Nun erst entstanden die schon genannten großen Verschiebungsweiten entlang von sinistralen 40 bis 45°-streichenden und dextralen 135 bis 155°-streichenden Scherbahnen. Teilweise könnten auch die älteren Horizontalverschiebungen erneut mobilisiert und verstärkt worden sein. Auch die von STUCKE (1977) im Elmsteiner Störungssystem beschriebene 45°-„Ruschelzone“ und das 40 bis 45°-„Kluftgitter“ sinistraler Scherflächen entstanden erst jetzt.

Von da an bildeten diese Scherflächen Anisotropieflächen im Gesteinskörper. Bei nachfolgenden tektonischen Beanspruchungen standen sie als vorgegebene Schwächezonen mechanisch zur Verfügung. So konnten sie – unter abweichenden Stressfeld-Bedingungen – erneut bewegt und auf diese Weise abermals verstärkt werden. Nachrangige Scherflächen, die nicht durch gut ausgeprägte Klufttapeten oder Faserharnische betont worden waren, sind hingegen aus dem heutigen Kluftinventar weitestgehend verschwunden. Sie sind im Gesteinsgefüge inzwischen überprägt und

„ausgelöscht“ worden. Dies wurde deutlich durch das völlige Fehlen einer 40 bis 45°-Klufttrichtung in den von ROHN & CLAUB (2006: Anlage Strukturkarte) dargestellten Kluftrosen auf Blatt 6611 Elmstein. Entsprechende Darlegungen zur „Haltbarkeit“ von normalen Klüften und Scherklüften lieferte auch DITTRICH (2014b: Kap. 9.1.).

In der Abb. 10 (links) war W. STUCKE schematisierend von der Existenz eines „Kluftgitters“ mit zwei orthogonal zueinander orientierten Kluftscharen ausgegangen. Durch die Kluftdarstellungen von Einzelaufschlüssen (STUCKE 1977: Kap. 5.2.4.) war dies allerdings keineswegs belegt. Die kleinräumigen Kluftmuster sind viel variabler und – erwartungsgemäß (vgl. DITTRICH 2014/15 und Abb. 7) – weitaus komplexer. Ferner waren für die Darstellung des Strain-Ellipsoids schematisch zwei senkrecht aufeinander stehende Scherflächen-Scharen verzeichnet worden. Die konjugierte dextrale Nordwest-Südost-Richtung hatte allerdings von STUCKE nie nachgewiesen werden können, sodass damals noch jegliche Hinweise auf einen eingeschlossenen Winkel fehlten. Im rechten Teil der Abb. 10 ist das Strain-Ellipsoid unter Berücksichtigung des mechanisch realistischen Winkels von etwa 70° korrigiert worden. Nicht genügend korrigiert werden konnte jedoch die mit Streichrichtungen zwischen 47 und 55° deutlich zu „flach“ verzeichnete Scherflächen-Schar, die im Widerspruch steht zu den bei STUCKE textlich vielfach dokumentierten 40 bis 45°-Richtungen.

Die Kartierergebnisse der Dissertation STUCKE (1977) zum genaueren Aufbau des Elmsteiner Störungssystems (vgl. Abb. 18 in Kap. 4.) waren bei der Erstellung der Geologischen Übersichtskarte Blatt CC 7110 Mannheim (ZITZMANN 1986) noch nicht berücksichtigt worden. Im hier dargestellten Ausschnitt davon (Abb. 4) erscheint anstelle der sinistralen Südwest-Verschiebung der Hauptstörung ein allmähliches Abdrehen der sonst eher Nord-Süd-verlaufenden Hauptstörung nach Nordwesten.

Im fortschreitenden Verlauf der frühmitteleozänen Deformation verstärkte sich die Dehnung in Ost-West-Richtung. Erstmals kam es auch zu (lokalen) Absenkungen im Oberrheingebiet (vgl. Abb. 9). Der dortige Vulkanismus verstärkte sich (HORN et al. 1972). Im Pfälzerwald dokumentiert sich dieser allmähliche Übergang von Szenario b zu c (Abb. 3) in Schrägabschiebungstektonik, in Kluftvererzungen und dickeren Klufttapeten aus Quarz oder Eisenoxid.

Eine schrägabschiebende Bewegung konnte an der Horbachermühle, auf Blatt 6611 Hermersberg, belegt werden (vgl. DITTRICH 2014a, 2014/2015). Von den dort eingemessenen sinistralen 21 bis 44°-Bewegungsspuren erwies sich nur diejenige als subhorizontal, die mit 21° ein relativ „steiles“ (Nord-Süd-tendierendes) Streichen zeigt. Sie ist mit etwa 10 bis 20° nach NNE geneigt (Abb. 13). Die Ausrichtung dieser Scherfläche verläuft relativ nahe an der damaligen Nord-Süd- bis NNE-SSW-Einengungsrichtung. In diesem Winkelbereich kam zur Scherspannung auch eine extensive Beanspruchung und eine Tendenz zur Abschiebungstektonik. Eine Senkungsbewegung im Osten bildet sich ab. Wahrscheinlich hatte es sich um eine ältere, präexistierende Scherfläche gehandelt, die schon bei der untereozänen Schertektonik entstanden war. Eine deutliche Quarztapete weist ebenfalls auf eine gewisse Extension im Bewegungsablauf.

Eine Interaktion von Scherung und Extension bildet sich auch in den Beobachtungen von STELLRECHT (1964) bei Forst ab. Die dortigen 40°-streichenden sinistralen Bewegungsspuren fanden sich zum Teil auf Limonit-bezogenen Flächen. Auch limonitisch verkrustete eckige Buntsandstein-Stücke wurden beobachtet. An der erwähnten 45°-„Ruschelzone“ im Tal des Hochspeyerbachs ist von STUCKE (1977) auch eine starke Limonitvererzung, teilweise in Glaskopfausbildung, erwähnt worden. Eine gewisse Dehnung in der Spätphase der mitteleozänen Deformation ist offensichtlich. In der

Darstellung von LETOUZEY (1986; Abb. 3) entspricht dies einem Übergangsstadium zwischen den Szenarien b und c. Offenbar spielte die Absenkung im Oberrheingraben schon eine gewisse Rolle. STUCKE (1977: S. 128) beschrieb aus dem Elmsteiner Störungssystem häufige, sehr intensive, plattige Kluffvererzungen in 45°-Richtung. In geringerem Ausmaß war dies auch an der Horbachermühle und bei Hettenhausen auf Blatt 6611 Hermersberg zu beobachten gewesen.

Theoretisch hätte es im transtensiven Regime (Szenario b–c) auch zur Bildung von Pull-apart-Strukturen kommen können. Die noch von DITTRICH (2006) für möglich gehaltenen 2 oder 3 hintereinander geschalteten sinistralen Pull-apart-Gräben entlang der Elmsteiner Störung sind jedoch nicht plausibel. Vermutet wurden sie aufgrund von Kluffbefunden und wegen des bogigen Verlaufs der Störungslinie mit einer gleichfalls stark geschwungene Staffelförderung. Bei genauerer Betrachtung passen die Geometrien jedoch nicht zu divergenten sinistralen Verbindungsstrukturen. Auch sind nicht mehrere en-echelon angeordnete alte Scherbahnen erkennbar, welche durch die Pull-apart-Gräben linkstretend verbunden werden konnten (vgl. dazu DITTRICH 2012: Abb. 57). Die Ausformung der dortigen Abschiebungen ist wohl lediglich einer Interferenz von unterschiedlich streichenden Bruchfugen zuzuschreiben. Bei jüngeren Dehnungsbeanspruchungen sind dort sowohl Südwest-Nordost-streichende als auch WSW-ENE (erzgebirgisch) und rheinisch ausgerichtete Schwächezonen vertikaltektonisch betont worden.

An der Wende Eo-/Oligozän begann dann der Einbruch des Oberrheingrabens. Ursächlich war eine WNW-ENE orientierte Krustenextension. Dabei handelte es sich um die Spätphase (Szenario c) des schon zu Beginn dieses Kapitels genannten obereozänen Deformationsereignisses. Dieses war durch eine NNE-SSW-ausgerichtete Kompression gekennzeichnet. Sie resultierte aus der pyrenäischen Konvergenzzone (vgl. Abb. 9 für das vorhergehende Mittelozän). In Mittel-Lothringen sind zu dieser Zeit kleinere Falten und dem Stressfeld entsprechende Blattverschiebungen entstanden. Dort, im südwestlichen Pariser Becken wird diese Kompressionsbeanspruchung als „pyréno-provençalische“ Deformation bezeichnet (LE ROUX 2000).

Im Elsass, auf dem Wasselonner Horst, sind von BUCHNER (1977; Abb. 11) als Nebenmaxima auch 55 bis 60°-streichende sinistrale Horizontalharnische und 160 bis 165°-streichende dextrale Horizontalharnische eingemessen worden. Geometrisch weisen sie auf eine etwa 20°-streichende Kompressionsrichtung, wie sie im Obereozän geherrscht hat. Auch die in Abb. 11 beim Messpunkt 4 verzeichnete dextrale Bewegungsspur in 171°-Richtung ist diesem Beanspruchungsmuster zuzuordnen. Anders als seinerzeit von F. BUCHNER angenommen, handelt es sich dabei nicht um eine konjugierte Scherrichtung der dort ebenfalls eingemessenen (mitteleozänen) sinistralen 42°-Horizontalharnische. Die beiden dort verzeichneten „Strömungssysteme“ schließen einen zu kleinen Winkel miteinander ein – nur 51° – und stellen wohl nacheinander entstandene Scherflächen dar, die einander durchsetzen. Die 171°-streichende Dextralverschiebung legt eine Einengung in 26°-Richtung nahe. Insgesamt bildet sich also ein etwa 20 bis 26°-orientiertes Kompressionsereignis ab.

Dies korrespondiert mit den im Muschelkalk des nördlichen Kraichgau – ebenfalls von F. BUCHNER – in großer Zahl eingemessenen Horizontalstylolithen, die eine NNE-SSW-ausgerichtete Einengung abbilden. BUCHNER et al. (1979) hatten dafür ein prä-mittelmiozänes Alter veranschlagt. Nach heutigem Kenntnisstand ist sie wohl ins Obereozän zu stellen.

Sowohl der nördliche Kraichgau als auch das zuvor erwähnte mittellothringische Gebiet liegen im Bereich der variskischen Struktureinheit des Saxothuringikums. Im

weiter nördlich gelegenen Rhenoherynikum, in der Trier-Luxemburger Bucht, waren keine Spuren dieses französisch-spanischen Kompressionsereignisses mehr nachweisbar (DITTRICH 2014b; Abb. 8). Dasselbe gilt für die weiter östlich gelegene Schwäbisch-Fränkische Alb (SCHWARZ 2012). Im pfälzisch-elsässischen Untersuchungsgebiet ist eine solche Fernwirkung jedoch noch durchaus plausibel. Für den Oberrheingraben ist eine späteozäne Deformation ebenfalls dargestellt worden (SCHUMACHER 2002; Abb. 8: σ_1 etwa 25°).

Im östlichen Pfälzerwald, im Elmsteiner Störungssystem, könnte sich das obereozäne Kompressionsereignis darin ausgewirkt haben, dass südlich von Hofstätten zwei NNE-SSW-streichende Bruchlinien aufgerissen sind (Abb. 10, Abb. 18 in Kap. 4.). Ähnliches galt wohl für die Bruchlineation der Grabenzone von Contwig im westlichen Pfälzerwald (Abb. 16, Kap. 8.). Später, wahrscheinlich im unteren Oligozän, sind diese Bruchfugen dann bei starker WNW-ESE-Extension zu deutlicheren Grabenstrukturen ausgestaltet worden. Obereozäne Schertektonik ist nicht nachweisbar.

Das obereozäne Deformationsereignis sollte nicht verwechselt werden mit der ähnlich konfigurierten oberkretazisch-paläozänen frühalpiden Kompressionsbeanspruchung (σ_1 etwa 28°). Die damalige Konvergenz hatte sich vornehmlich auf den Bereich südlich, südöstlich und östlich der Böhmisches Masse konzentriert. In Mittel- und Ostdeutschland kam es zu ausgeprägter Einengungstektonik. In westlicheren Gebieten wirkte sie sich nur wenig aus. Westlich des Rheingrabens fehlen dementsprechende kompressive bzw. schertektonische Auswirkungen völlig (Kap. 7.).

4. Oligozäne Bewegungen

Das zweite von STUCKE (1977) und BUCHNER et al. (1979) aus dem östlichen Pfälzerwald beschriebene Deformationsereignis ging auf eine Kompression in Südwest-Nordost-Richtung zurück. In den 1970er Jahren war dieses noch auf das mittlere bis höhere Miozän datiert worden („postuntermiozän“). Inzwischen ist diese Bewegungsphase als ein in Mitteleuropa weiträumig nachweisbares oberoligozänes Deformationsereignis erkannt worden. Dies zeigten vor allem die Untersuchungen von SCHUMACHER (2002) im Bereich des Oberrheingrabens. Darüber hinaus ist diese Kompression in zahlreichen neueren Untersuchungen weiträumig nachgewiesen und bestätigt worden, von der Voralpenregion bis tief ins Pariser Becken (vgl. MICHON et al. 2003, DITTRICH 2009, 2014b, SCHWARZ 2012; Abb. 8). Es stellt ein starkes Ereignis dar. Ursächlich war eine Kontinentalkollision im Bereich der Pyrenäen. Die Iberische Platte driftete gegen Südwest-Frankreich. Daraus resultierte eine nordostwärts gerichtete maximale horizontale Schubspannung. Die Überschiebungs- und Faltungsfront der Pyrenäen reichte bis in die Region der burgundischen Fortsetzung des Oberrheingrabens (ZIEGLER 1999: Plate 18).

Im weiteren Umfeld des Pfälzerwaldes wird dieses Kompressionsereignis abgebildet durch Horizontalstylolithen in 38° -Richtung. Solche Druckspannungsindizien sind von WAGNER (1967) in Muschelkalk-Karbonaten aufgefunden worden, im Bereich der west-lothringischen Muschelkalk-Schichtstufe nördlich der Vogesen. In Ost-Frankreich, westlich von Nancy, westlich der Maas, war bei WAGNER überdies ein 37° -Wert verzeichnet. In Abb. 17 sind die entsprechend ausgerichteten Lineare übernommen worden. In der Trier-Luxemburger Bucht sind vergleichbare Spuren einer oberoligozänen Drucklösung entwickelt (DITTRICH 2013: S. 135 und Tab. 2; 2014b: Abb. 96).

Aus der Südwest-Nordost-Kompression resultierte eine dextrale Scherung an Nord-Süd- bzw. NNE-SSW-Störungen (Abb. 8). Im Bereich des Elmsteiner Störungssystems kam es zu Dextralbewegungen entlang von etwa Nord-Süd-streichenden, im

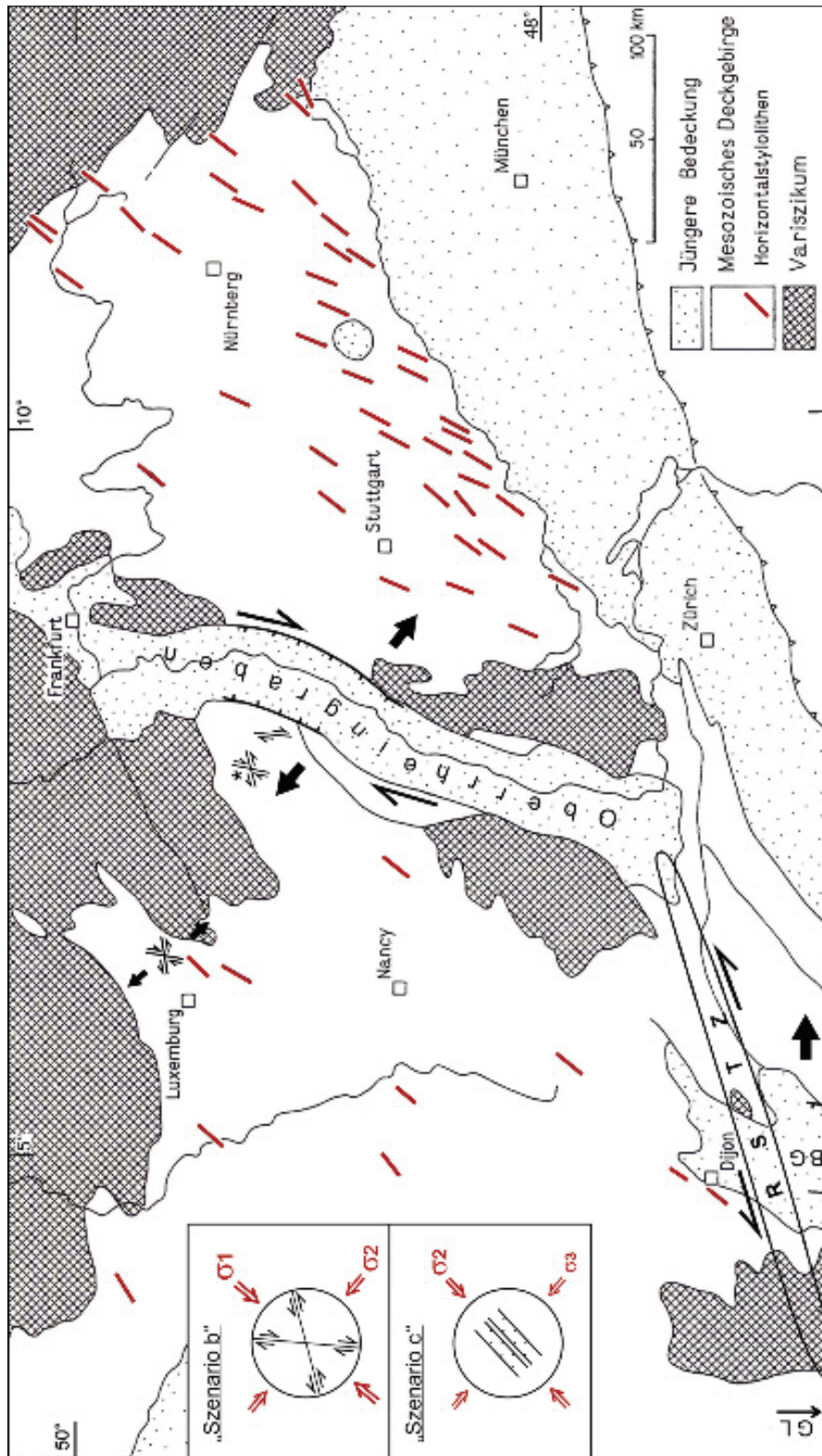


Abb. 17: Tektonische Situation im nördlichen Voralpenland zur Zeit des höheren Oligozäns (nach WAGNER 1967, BUCHNER et al. 1979, MICHON et al. 2003, DITTRICH 2014b, 2014/15). Die sich verändernde relative Orientierung der Hauptnormalspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 im damaligen Stressfeld hatte unterschiedliche tektonische Reaktionen zur Folge (* = Messpunkt Horbachersmühle, RSTZ = Rhine Saône Transfer Zone, BG = Bresse-Graben, GL = Graben der Limagne; E-W- bis ENE-WSW-Extension im äußersten Südwesten bloß einseitig angedeutet).

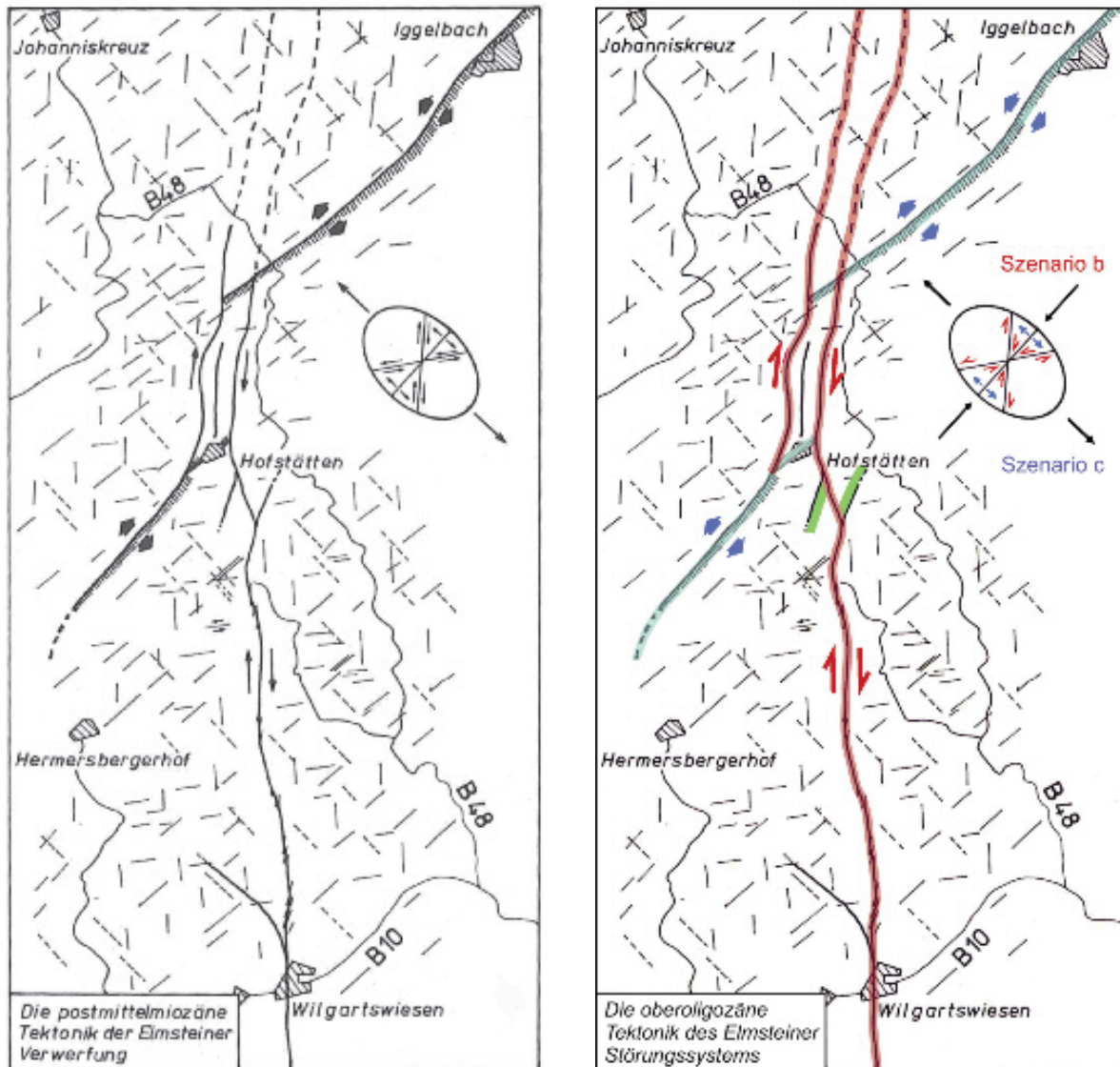


Abb. 18: Das oberoligozäne Bewegungsmuster im Elmsteiner Störungssystem und das entsprechende Strain-Ellipsoid in der Darstellung bei BUCHNER et al. (1979, links; Legende siehe Abb. 10; und in einer aktualisierten Ausdeutung (rechts), grün: unteroligozäner Grabenbruch).

Eozän entstandenen Bruchlinien. Dies ergab sich aus zahlreichen Nord-Süd- bis NNE-SSW-ausgerichteten horizontalen Harnischströmungen (STUCKE 1977). In der bei BUCHNER et al. (1979) publizierte Abbildung von W. STUCKE sind diese Bewegungen im Elmsteiner Störungssystem dargestellt (Abb. 18). Am Mehlweiler Kopf bei Hochspeyer (Blatt 6513 Hochspeyer: R 34 18 740, H 54 79 730) konnte der dextrale Verschiebungssinn dieser Scherbewegung nachgewiesen werden. In einem Steinbruch war dort eine sehr markant entwickelte „rheinisch streichende“ Trennfläche erschlossen. Zerscherte Gerölle ermöglichten dort eine Bestimmung der Relativbewegung (STUCKE 1977: S. 88 f.).

Nach Norden hin setzt sich diese dextrale Scherzone noch sehr weit fort. Darauf deuten die zahlreichen Funde gut erhaltener horizontaler Harnische in Richtung Waldleiningen (vgl. STUCKE 1977: Anlage 1 und 2 sowie Abb. 16a in DITTRICH 2006).

Neuere Funde von J. KNECHT und J. ROHN ergänzten dies (vgl. DITTRICH 2006: S. 53). Insgesamt dokumentiert sich eine intensive Zerschering des Gebirges in der Zone Eschkopf–Speyerbrunn–Waldleiningen.

Die Verschiebungsweiten der dextralen Horizontalbewegungen im Elmsteiner Störungssystem sind von STUCKE (1977) lediglich auf maximal 30 m beziffert worden. Dieser Wert war damals lediglich aus der Morphologie von Störungsflächen und der Ausprägung von Harnischflächen abgeschätzt worden. Konkret versetzte geologische Elemente, auf die Bezug genommen werden konnte, fehlten. Die genannten Versätze liegen in einer auffällig geringen Größenordnung.

Anders ist die Datenlage in der Trier-Luxemburger Bucht. Dort zeigten sich weitaus größere dextrale Verschiebungsweiten entlang von rheinisch streichenden Blattverschiebungen. Maximalwerte zwischen 3,2 und 4 km sind wahrscheinlich. In dieser Region konnte es zu einer scherenden Reaktivierung von zahlreichen rheinischen Sockelfugen kommen (DITTRICH 2014b).

Die erhebliche Stärke der dextralen Scherspannung im Pfälzerwald wird durch einen „Mylonit“ im westlichen Modenbachtal nachgezeichnet (Blatt 6713 Annweiler, R 34 17 930, H 54 56 980). STUCKE (1977: S. 155 und Abb. 83 bis 85) hatte dort an einer 20° ausgerichteten Bewegungsfläche eine Probe entnommen und anhand eines Dünnschliffs untersucht. Angetroffen wurden zahlreiche mäßig zertrümmerte Quarze und mikrotektonische Riedelscherflächen, die auf einen dextralen Bewegungssinn hindeuteten. Diese sekundären Scherflächen wurden von kleinen „mylonitischen Schlieren“ aufgebaut. Die Tatsache, dass dieser Befund im Widerspruch stand mit dem primären Geländebefund einer sinistralen Verschiebung mit einer geringen Vertikalkomponente (STUCKE 1977: S. 75), blieb unerkannt bzw. unkommentiert. Die Möglichkeit von inversen Reaktivierungen von Scherflächen war zu damaliger Zeit noch nicht in Erwägung gezogen worden. Im Gesamtbefund drückt sich wohl eine mittelmiozäne sinistrale Reaktivierung einer älteren (oberoligozänen) dextralen Scherbahn aus (vgl. dazu Kap. 5.).

Die konjugierten sinistralen Blattverschiebungen des oberen Oligozäns verliefen in WSW-ENE-Richtung (Abb. 8). Diese Bewegungen vollzogen sich entlang von erzgebirgisch streichenden Lineationen, die im Bruchinventar des unterlagernden variskisch deformierten Sockels vorgegeben waren.

Im nördlichen Burgund existierte zu dieser Zeit eine sinistrale Megascherzone. Bekannt ist sie als „Rhine Saône Transfert Zone“ (RSTZ, MICHON et al. 2003) oder als „Burgundy transfer zone“ (DÉZES et al. 2004). Diese Megascherzone setzt am äußersten Süden des Oberrheingrabens an und bildet eine WSW-ENE streichende Verbindung zum Bresse-Graben und zum Graben der Limagne. In Abb. 17 sind die entsprechenden Darstellungen von MICHON et al. (2003) übernommen worden.

Die Identifikation dieser Verschiebungszone geht auf die Entdeckung von deutlich horizontal versetzten „Manteldiapiren“ am Süden des Oberrheingrabens zurück. In den 1970er Jahren hatte sich dies bei der geophysikalischen Erfassung der Grenze zwischen Erdkruste und –mantel (Moho) ergeben. ILLIES (1972, 1974: Abb. 10) bewertete diesen Befund als Ausdruck einer sinistralen Querverschiebung (transform fault), die bei der oligozänen Dilatationsphase aktiv gewesen sei. BERGERAT (1989) siedelte die Mobilität dieser Scherzone zeitlich im tiefen Oligozän an, nach MICHON et al. (2003) und DÉZES et al. (2004) hingegen begann sie schon im höchsten Eozän. Angesichts der Ost-West- bzw. ENE-WSW-Ausrichtung der Verschiebungsbahn (EISBACHER 1996: Abb. 24.11: etwa 63-74°) fügt sich diese in das weitflächig rekonstruierte Stressfeld des höheren Oligozäns gut ein (Abb. 8).

Im Elmsteiner Störungssystem konnten oberoligozäne sinistrale Bewegungen entlang von WSW-ENE (erzgebirgisch) streichenden Scherbahnen bislang nicht belegt werden. In der Darstellung bei BUCHNER et al. (1979; Abb. 18) fehlen sie. Allerdings waren an einem Messpunkt 1 km nördlich von Wilgartswiesen (TK25-Blatt 6713 Annweiler, R 34 18 280, H 54 53 900 – 54 100) anstehende Horizontalharnischflächen in weit gestreuten Richtungen bis in den Winkelbereich von etwa 55 bis 70° angetroffen worden (STUCKE 1977). Bei diesen – ihrem Sinn nach nicht näher spezifizierten – Bewegungsspuren in WSW-ENE-Richtung könnte es sich um die konjugierten sinistralen Scherflächen gehandelt haben.

In der Trier-Luxemburger Bucht im Nordwesten war die Situation weitaus eindeutiger. Dort konnten mehrere große sinistrale Bewegungsbahnen in WSW-ENE-Richtung identifiziert werden. Ihre Verschiebungsweiten entsprechen etwa denen der rheinischen Blattverschiebungen. Sie erreichen maximal 3 km (DITTRICH 2014b). Angesichts der Dimension der burgundischen Transfer-Zone sind solche Beträge gut vorstellbar.

Die vorgenannten Rahmendaten sollen nun mit den neueren Beobachtungen im westlichen Pfälzerwald ergänzt werden. Im Blattgebiet 6611 Hermersberg sind zwar keine konkreten Seitenverschiebungen der oberoligozänen Deformation nachzuweisen, wohl aber etliche entsprechend ausgerichtete dextrale und sinistrale Horizontalharnische und Scherbahnen. Eine gewisse Scherbeanspruchung hat also auch hier stattgefunden. Die jeweiligen Beobachtungen sind in den Erläuterungen zur GK 25, Blatt 6611Hermersberg bereits ausführlicher dargestellt worden (DITTRICH 2014/15). Hier werden sie nur kurz skizziert.

Im Naturdenkmal Biesterfels südlich von Wallhalben (R 33 93 330, H 54 64 400) dokumentiert sich eine ehemalige Horizontaltektonik entlang von Nord-Süd (rheinisch) streichenden Bewegungsbahnen. Im vorderen oberen Aufschlussbereich existiert eine tektonische „Zerscheidung“ der harten Sandsteine der Oberen Felszone, bedingt durch eine sehr engständige Klüftung. Deren Streichwerte liegen zwischen 170 und 15° (Abb. 19). Wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine dextrale Scherzone des oberoligozänen Deformationsereignisses. Der obere Teil des Aufschlusses ist allerdings nicht ohne weiteres zugänglich. Konkrete Nachweise von Horizontalharnischen waren daher (bisher) nicht möglich.

Eine auffällige NNE-SSW-streichende Kluftschar mit sehr engständigen Flächen war auch im höheren Teil der Sandgrube neben dem Sportplatz im Horbachertal zu beobachten (R 34 00 235, H 54 66 760). Diese durchsetzten die Obere Felszone in einer stärker äolisch geprägten Schwellenfazies (DITTRICH 2014/15).

Bessere Beobachtungsbedingungen bestanden in Horbach, am Ostrand des Blattgebietes. Im Hanganschnitt einer Kurve der Landesstraße L 363 (R 34 02 100, H 54 66 640) ist eine tektonisch stark beanspruchte Karlstal-Felszone erschlossen (vgl. Kap. 3.). Dort fanden sich auch einige Nord-Süd-streichende Horizontalbewegungsflächen. Horizontalharnischflächen mit dextralen Quarz-Faserharnischen treten an den Felswänden neben der Horbachermühle auf, im Queidersbach-Tal (R 34 01 810, H 54 66 250). Sie streichen rheinisch, mit 10 bis 16° (DITTRICH 2014a: Abb. 9).

Im selben Aufschluss, neben der Horbachermühle, kommen auch undeutliche 74°- und 78°-streichende Horizontalharnische vor, mit bislang nicht näher bestimmtem Bewegungssinn. Diese Bewegungsflächen sind mit intensiv rotorange gefärbten Eisenoxid-Tapeten verkleidet. Aufgrund ihrer Ausrichtung und wegen der unmittelbaren Nachbarschaft zu rheinischen Dextralharnischen wäre es gut möglich, dass es sich dabei um die konjugierten sinistralen Scherflächen handelt.



Abb. 19: Tektonische „Zerscheidung“ der Oberen Felszone im Biesterfels südlich von Wallhalben. Diese sehr engständige Klüftung zeigt sich im vorderen oberen Aufschlussbereich.

Dazu passt auch die Blattverschiebungsfläche, die am Zufahrtsweg zur Horbachermühle erschlossen ist (R 34 01 920, H 54 66 430). Gut 50 m vor der Queidersbach-Brücke tritt dort in der Wegböschung eine tektonisch „zerschiebte“ Karlstal-Felszone zutage. Engständige, kleinbogig geschwungene Kluft- bzw. Scherflächen sind sichtbar (Abb. 20). Das Streichen dieser Bewegungsbahn liegt etwa bei 60 bis 65°. Im Aufschluss wird sie überlagert durch eine Flächenschar von „steiler“ streichenden Scherflächen. Diese in kleinen Segmenten in Erscheinung tretenden Flächen tragen Reste von rötlichen Klufttapeten und streichen zwischen 38 und 48°. Ebenso wie im nahegelegenen Hauptaufschluss an der Horbachermühle stammen diese Flächen wohl von eozänen Sinistralbewegungen (Kap. 3.).

In der 60 bis 65°-Flächenschar bildet sich wohl eine Scherbahn im nördlichen Randbereich einer sinistralen oberoligozänen Scherzone ab. Die eigentliche Blattverschiebungszone könnte etwa 100 m weiter südlich verlaufen. Ihre Zerrüttungszone hätte dann sowohl den Taleinschnitt westlich der Horbachermühle (Teufelstal), als auch die weiter östlich ansetzende erzgebirgisch (61°) streichende Abschiebung strukturell vorgezeichnet (Abb. 16: bei Hbm).

Etwa 2,6 km südlich der Horbachermühle sind von MISZCZUK (1994) weitere sinistrale Bewegungsspuren in der Karlstal-Felszone aufgefunden worden. Das Streichen dieser Scherklüfte lag bei 90°. Notiert wurden sie aus einem Eisenbahn-Einschnitt südlich von Steinalben (R 34 01 670, H 54 63 430).

Bei DITTRICH (2014/15) sind 55 bis 72° streichende Scherklüfte mit (sub-)horizontalen Striemungen im südlichsten Klingelstal beschrieben worden. Dort sind sie als mögliche sinistrale Scherbahnen des oberoligozänen Deformationsereignisses ge-



Abb. 20: Engständig zerklüftete, S-förmig gebogene horizontaltektonische Bewegungsbahn am Zufahrtsweg zur Horbachermühle.

wertet worden. Dies ist jedoch nicht mehr aufrecht zu erhalten. Eine Nachbegehung zeigte, dass es sich um weitaus ältere Bewegungsflächen handelt (Kap. 7.).

Verbunden mit der oberoligozänen Kompression in Südwest-Nordost-Richtung war eine gewisse Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung (Abb. 8). Im Oberrheingraben fand intensives Rifting statt (Abb. 17). In Abhängigkeit von der relativen Stärke der drei Hauptnormalspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 veränderte sich das tektonische Geschehen. Zunächst, im Gefolge der Pyrenäen-Kollision, war die horizontale Schubspannung noch relativ stark, die größte Hauptnormalspannung σ_1 lag in der Horizontalen. In dieser Phase – im Szenario b nach LETOUZEY (1986; Abb. 3) – fanden die geschilderten Horizontalverschiebungen statt. Anschließend verebte die horizontale Einengung allmählich. Bei nahezu gleichbleibender Gesamtausrichtung des Stressfeldes verlief die stärkste Normalspannung dann schließlich in der Vertikalen. Abschiebungstektonik setzte ein (Szenario c; Abb. 17).

Im Pfälzerwald kam es im Übergangsstadium zwischen den geschilderten Szenarien b und c zu Schrägabschiebungstektonik. Die Neigungen der entstandenen Harnischstriemungen oder Faserharnische ermöglichen es, eine gewisse Vertikalkomponente der jeweiligen Horizontalverschiebungen zu erfassen und auszudeuten.

Für das Elmsteiner Störungssystem findet sich bei STUCKE (1977: S. 69) der generelle Vermerk, dass subhorizontale Harnischstriemungen im Wesentlichen nach Osteneigt seien. Dieses gilt dann wohl auch für die zahlreich aufgefundenen rheinischen dextralen Harnischlineare des oberoligozänen Deformationsereignisses.

Auch an der Horbachermühle ist eine gewisse Schrägabschiebungstektonik dokumentiert. Die erwähnten rheinischen Harnischlineare zeigen ein Einfallen von bis zu 10° in (nord-)östliche Richtung (DITTRICH 2014a). Es weist zum Oberrheingraben-Gebiet. Das heutige Schichteinfallen an der Horbachermühle ist demgegenüber nach Südwesten gerichtet, zum Zentrum der Pfälzer Mulde hin. Es liegt also keine sekundäre Verkippung ursprünglich horizontal verlaufender Lineare vor. Stattdessen hat schon primär Schrägabschiebung mit einer ostwärtigen Abwärtstendenz stattgefunden. Die dünnen Quarztapeten auf den Scherflächen an der Horbachermühle weisen ebenfalls auf eine gewisse Dehnung während der Scherbewegung hin.

Entsprechendes trifft auch auf die sinistralen Bewegungsspuren zu, die von MISZCZUK (1994) in der Karlstal-Felszone südlich von Steinalben notiert worden sind. Deren Lineation fällt mit 15° nach Osten hin ein. Offenbar handelt es sich auch dabei um die Spur einer Schrägabschiebung. Bemerkenswert ist auch das Ost-West-ausgerichtete Streichen dieser Bewegungsbahn. Der genannte 90° -Zahlenwert ist auffällig hoch. Möglicherweise handelt es sich auch nur um einen Schätzwert, da von MISZCZUK keine sonstigen Gefügemessungen vorgenommen worden sind, auch nicht von Kluftflächen. Angesichts der im Oligozän stattgefundenen Stressfeld-Rotation im Uhrzeigersinn (Spalte RR in Abb. 8) ist eine Ost-West-Ausrichtung jedoch mehr oder weniger plausibel. Das Übergangsstadium von Szenario b zu Szenario c am Ende der Gesamtdeformation ist ja sehr spät, im hohen Oligozän zu veranschlagen. In der Trier-Luxemburger Bucht konnten oberoligozäne Kompressionsmerkmale bis in eine Richtung von 55° rekonstruiert werden (DITTRICH 2014b: Tab. 3). Sinistrale Scherbahnen reichten bis 86° .

Schrägabschiebungen im südlichen Pfälzerwald sind von DINU (1912) nachgewiesen worden. Dort sind sowohl rheinische als auch etliche zwischen 58 und 85 streichende horizontale und subhorizontale (bis 10° Einfallen) Harnische protokolliert worden. Ein Verschiebungssinn konnte damals jedoch noch nicht bestimmt werden. Dies erschwert die Auswertung und jeweilige kinematische Zuordnung der sowohl nach Osten wie auch nach Westen geneigten „Harnischstreifen“.

In der Spätphase der oberoligozänen Gesamtdeformation kam es neben der Südwest-Nordost-Kompression zu immer stärkerer Nordwest-Südost-Dehnung. Zur Entstehung von Pull-apart-Gräben, welche im Übergangsstadium zwischen den Szenarien b und c möglich gewesen wäre, kam es aber nicht. Dieser Befund gilt auch für das südliche Blatt 6613 Elmstein. Die dort am Nordende des Grabens von Hofstätten von DITTRICH (2006) vermutete Pull-apart-Struktur ist nach genauerer Prüfung nicht aufrecht zu erhalten. Aus geometrischen Gründen kann die fiederförmig gebogene NNW-SSE-Störung am Eschkopf (Abb. 21) keine Riedelscherfläche einer dextralen Verbindungsstruktur sein. Ein im transtensiven Bereich gebildeter dextraler Pull-apart-Graben müsste rechtstretend orientiert sein (vgl. dazu DITTRICH 2009: Abb. 17). Überdies ist dort im Nordnordwesten keine zweite große – rechtstretend en echelon angeordnete – dextrale Blattverschiebungsbahn vorhanden. Eine solche Zerrüttungs-

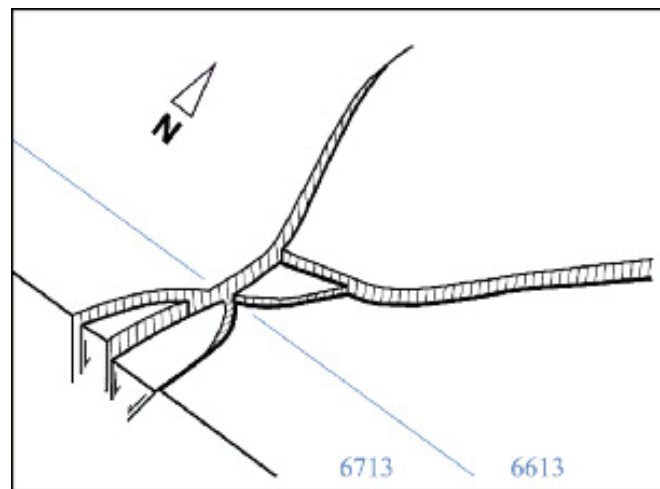


Abb. 21: Störungsmuster im Grenzgebiet der GK25-Blätter 6613 Elmstein und 6713 Annweiler (nach ROHN & CLAUB 2006, graphisch wenig vereinfacht und verändert).

zone würde sich im heutigen Kartenbild zumindest vertikaltektonisch abgebildet haben. Stattdessen ist die Eschkopf-Störung anders zu deuten. Ihr rundlicher, fiederförmiger Verlauf war bei ROHN & CLAUB (2006) bloß als vermutet auskartiert worden. Wahrscheinlich handelt es sich nur um eine abknickende Abschiebungslinie, die als Nachbruch einer alten eozänen dextralen Scherbahn (Nordwest-Südost, vgl. Abb. 10) und einer Nord-Süd-verlaufenden dextralen Scherfläche des Oberoligozäns entstanden ist und nun mit bis zu 28 m zum Oberrheingraben hin absetzt. Entstanden ist sie wohl im späten Miozän (Kap. 5.).

In diesem Gebiet, am östlichen Mosisberg, hat sich bei der Neubearbeitung von Blatt 6613 Elmstein (ROHN & CLAUB 2006) ein relativ komplexes Störungssystem ergeben, das in das südliche Nachbarblatt 6713 Annweiler hineinreicht (DITTRICH 2006; Abb. 21). Die Darstellung dieser südlichen Region bei STUCKE (1977) bzw. bei BUCHNER et al. (1979) ist dahingehend nicht mehr aktuell.

Nachfolgend, im höchsten Oligozän, lag dann die schwächste Hauptnormalspannung σ_3 in der Horizontalen (Abb. 17: Szenario c). Infolgedessen kam es zu Nordwest-Südost-Extension und zu intensiver Vertikaltektonik. Die zuvor – im frühen Eozän (Kap. 3.) – in überregionaler Verbreitung entstandenen sinistralen Scherbahnen stellten dabei mechanisch passende strukturelle Vorzeichnungen innerhalb des Deckgebirges dar. Bei der oberoligozänen Extension wurden sie durch Abschiebungen überprägt und vertikaltektonisch akzentuiert.

Erst dadurch entstand die Gesamtheit des Elmsteiner Störungssystems in seiner heutigen Form (DITTRICH 2006; Abb. 18). Bei Nordwest-Südost-Extension formierten sich die lang gestreckte, 40 bis 45° streichende Störungslinie bei Elmstein (vgl. Abb. 4) und das komplexe staffelbruchähnliche Störungssystem im äußersten Südwesten von Blatt 6713 Elmstein (Abb. 21). Auch darin bildet sich die Absenkung des Oberrheingrabens im (Süd-)Osten ab. Die von STUCKE (1977: S. 128) herausgestellten Erzkonkretionen und stärkeren Eisen-Imprägnationen an 70 bis 80°-Klüften stehen wohl auch im Zusammenhang mit der oberoligozänen Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung.

An der Horbachermühle und am nahegelegenen Aufschluss an der Landstraße L 363 belegen Schrägklüfte dieses dehnende Beanspruchungsmuster (DITTRICH 2014a:

Abb. 9, 2014/15). Dabei handelt es sich um Kluffflächen, die flacher einfallen als normale Klüfte und die nachweislich in unmittelbarem räumlichen und genetischen Zusammenhang mit Abschiebungstektonik auftreten. Sie streichen 54° und 62° und zeichnen eine nahegelegene Nordwest-abschiebende Störung bei Horbach nach (Abb. 16). Insgesamt bildet sich darin eine Extension in Nordwest-Südost-Richtung ab.

Auch zahlreiche Nordost-Südwest-Störungen im Westteil des Blattgebietes 6611 Hermersberg entstanden bei diesem Spannungsfeld (Abb. 7). Dabei sind verschiedene ältere Schwächezonen im Gebirge, sowohl eozäne sinistrale Scherbrüche als auch alt angelegte erzgebirgische Bruchflächen, vertikaltektonisch reaktiviert worden. In der Abb. 7 sind es die Störungen Nr. 11, 12, 14, 20 und 21, eventuell auch Nr. 15.

Vor allem im östlichen Pariser Becken kam es zu einer starken Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung. Dort wurde der oberoligozäne Gesamtprozess stärker von Absenkung geprägt. Dies belegten die sehr zahlreichen Messpunkte von COULON (1992: Fig. 1). Entsprechendes galt auch für die nordöstlich anschließende Trier-Luxemburger Bucht (DITTRICH 2014b: Abb. 96). Im Südosten des Pariser Beckens, in Ost-Lothringen und im Vogesenbereich, kam es zu dieser Zeit auch zu Vulkanismus. Zwei alkalische Vulkanit-Vorkommen dieser Region haben ein Alter von etwa 28 Mio a (NEHLIG 2014). Sie bestätigen die Bedeutsamkeit dieser Extensionsphase. Als bruchtektonisches Einzelement war von COULON (1992) vor allem die dehnend mobisierte, etwa 55 bis 60° streichende „Faille d’Omey“ herausgestellt worden. Eine solche Abschiebung hat sich jedoch bei späteren geologischen Kartierungen tektonisch nicht bestätigen lassen (GELY & HANOT 2014: Kartenbeilage).

Ein großer Teil dieser Extension und Absenkung hatte bereits im vorhergehenden Unteren Oligozän stattgefunden. In dieser Zeit hatte eine ähnliche Dehnungsrichtung geherrscht, in WNW-ESE-Richtung (115° , Abb. 8). Allerdings war es im unteroligozänen Stressfeld nicht zu Schertektonik (Szenario b), sondern nur zu Abschiebungstektonik gekommen (Szenario c). Dies ist der Grund, warum diese frühe oligozäne Deformation am Beginn dieses Kapitels noch keine Erwähnung gefunden hat. Im Folgenden wird hier kurz auf das unteroligozäne Dehnungsereignis eingegangen. Dies ist notwendig, um spezielle tektonische Beobachtungen im Westteil von Blatt 6611 Hermersberg ausdeuten zu können.

Eine unteroligozäne Dehnung und Abschiebungstektonik ist vor allem aus dem Oberrheingraben bekannt (SCHUMACHER 2002), sie vollzog sich aber auch in der Region westlich des Untersuchungsgebietes. Im Nordwesten kam es damals zum großräumigen Einsinken der „Trier-Luxemburger Mulde“ (DITTRICH 2014b). Eine solche Südwest-Nordost-streichende Senkungszone ist auch in der paläogeographischen Rekonstruktion des Unteroligozäns bei SISSINGH (2003) erkennbar. Es handelte sich dabei um eine weitspannige, überwiegend flexurhafte Absenkung.

Im Pariser Becken ist das Gesamtphänomen der „distension oligocène“ bzw. „extension oligocène“ (COULON 1992, LE ROUX 2000) intensiv untersucht worden. Dort handelte es sich um eine sehr starke Zerdehnung, bei der in Gestalt der Dehnungsgräben eine neue Abschiebungsrichtung entstand.

Auf Blatt Hermersberg ist ein Aufschluss mit besonderen Dehnungsmerkmalen schon von LENDVACZKY (2003) beschrieben und abgebildet worden. Es handelte sich um eine kleine Sandgrube in den Oberen Karlstal-Schichten, an der Landstraße L 496 im Stuhlbachtal südlich der Scharrmühle (R 33 93 411, H 54 68 305; Abb. 22). Zu erkennen ist eine Abfolge von wenig verbandsfesten „Dünnschichten“ der Oberen Karlstal-Schichten (vgl. DITTRICH 2014/15), denen eine ca. 30 bis 50 cm mächtige verkieselte, geröllfreie Sandsteinbank zwischengeschaltet ist. Diese harte Felsbank ist ent-

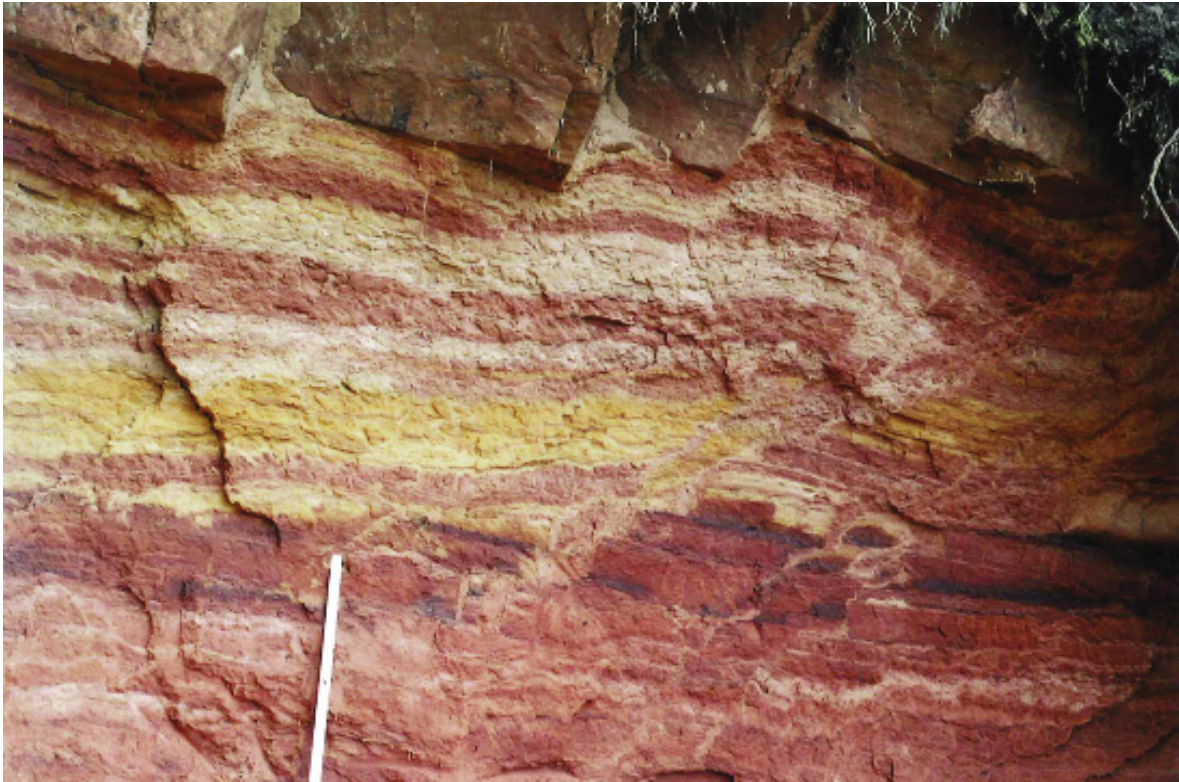


Abb. 22: Dehnende Deformation einer verkieselten Felsbank innerhalb der Oberen Karlstal-Schichten im Stuhlbachtal, südlich der Scharrmühle. Die Sandsteinbank ist durch Südost-geneigte Staffelbruchflächen mehrfach versetzt. In der unteren Bildhälfte ist ein vertikaler Versatz an einer kleinen Südost-einfallenden Abschiebung zu erkennen (Foto: T. LENDVACZKY).

lang von Kluffflächen in einzelne Stücke zerbrochen, welche durch Staffelbrüche gegeneinander versetzt sind. Die einzelnen Blöcke wurden dabei rotiert. Im Bereich der Dünnschichten ist eine kleine Abschiebung erkennbar. Deren Störungsfläche streicht nach LENDVACZKY (2003) etwa mit 40° Nordost-Südwest und fällt flach nach Südosten ein.

Eine eigene Neubegehung im November 2014 ergab folgenden Befund. Die Aufschlusswand ist inzwischen (seit 2003) durch die Verwitterung rückverlegt worden. Über der Felsbank sind dadurch weitere 50 cm einer hell gebleichten Dünnschichten-Abfolge erkennbar. Die in Abb. 22 dargestellte Aufschlusswand verläuft etwa in WNW-ESE-Richtung (115°). Die Kleinabschiebung im unteren Teil ist daher nicht senkrecht zum Streichen angeschnitten, sondern schräg dazu, im 75° -Winkel. Insofern zeigt sich im Foto lediglich das scheinbare, flachere Einfallen der Störungsfläche. Einige Blöcke der versetzten Felsbank sind inzwischen hinuntergestürzt, einzelne ihrer Begrenzungsflächen konnten dadurch im Anstehenden unmittelbar eingemessen werden. Danach und nach einer Abschätzung der Gesamtsituation vor Ort ist als Ursache der staffelförmigen Zerblockung der Felsbank eine etwa 120° ausgerichtete Dehnungsbeanspruchung anzunehmen. Eine derartige Dehnungsrichtung entspricht in etwa der im Oberrheingraben für das Unteroligozän rekonstruierten 115° -Extension bei SCHUMACHER (2002; Abb. 8). Die Abschiebung im unteren Aufschlussbereich entstand damals wohl als Sekundärbruch zur „Störung Scharrhalde“ (Nr. 12 in Abb. 7). Bei dieser größeren Abschiebungslinie hatte es sich wohl nicht um eine völlig neu-ent-

standene Bruchfuge gehandelt, sondern um eine vertikaltektonisch reaktivierte sinistrale Scherbahn des mitteleozänen Deformationsereignisses (Kap. 3.). Bei der 120°-Extension des Unteroligozäns ist sie wohl ein erstes Mal aktiviert worden. Im Stressfeld des oberen Oligozäns, bei 135°-Extension, konnte sie dann weitaus stärker reagieren und 12 m Vertikalversatz erreichen.

Ein deutlicherer unteroligozäner Dehnungsgraben existiert etwa 1,5 km nordwestlich davon (Störungen 3 und 4 in Abb. 7). Er streicht etwa 30°, der Vertikalversatz erreicht dort 21 m. Bei dieser Grabenstruktur, der Grabenzone von Contwig, waren es wohl späteozän entstandene Extensionsflächen, die weiter nachgebrochen sind (Abb. 8, Kap. 3.). Dasselbe gilt wohl auch für einen kleinen unteroligozänen Dehnungsgraben im Elmsteiner Störungssystem bei Hofstätten (Abb. 18).

5. Miozäne Bewegungen

Im Unteren Miozän kam es durch Blockrotation im Alpen- und Mittelmeerraum zu einer Umgestaltung der regionalen Stressfelder. Eine Rotation der tektonischen Hauptspannungen im Gegenuhrzeigersinn setzte ein (ILLIES 1974, SCHUMACHER 2002; Abb. 8). Die horizontale Schubspannung drehte allmählich auf Nordwest-Südost. Im nördlichen Oberrheingraben setzte sich die Subsidenz weiter fort, nun aber in einem Spannungsfeld, das zunächst eine ENE-WSW- und dann eine Nordost-Südwestgerichtete Extension der Kruste bewirkte (EISBACHER 1996, SCHUMACHER 2002). Diese Umorientierung des Spannungsfeldes wurde von einer allmählichen, moderaten Anhebung der Grabenschultern begleitet.

In der Trier-Luxemburger Bucht hatte sich bereits im unteren Miozän ein Kompressionsereignis nachweisen lassen (DV bei DITTRICH 14b; Abb. 8). Ursächlich dafür war eine NNE-SSW-orientierte horizontale Schubspannung gewesen. Dabei hatte es sich jedoch nur um ein schwaches Deformationsereignis gehandelt, bei dem fast ausschließlich strukturell vorgegebene, ältere Strukturlinien bewegt worden sind. Eine derartige Kompressionsrichtung ist auch in der südwestlichen Nachbarregion des Pfälzerwaldes belegt. Im Muschelkalk westlich der Nordvogesen hatte WAGNER (1967) 13°-ausgerichtete Zapfen von Horizontalstylolithen einmessen können.

Im Gebiet des Pfälzerwaldes selbst ist diese Kompressionsrichtung nicht nachweisbar. Dasselbe gilt für den Oberrheingraben (SCHUMACHER 2002) und die Schwäbisch-Fränkische Alb (SCHWARZ 2012; Abb. 8).

Der Abb. 100 in DITTRICH (2014b; nach LETOUZEY 1986) war zu entnehmen, dass das untermiozäne Kompressionsereignis aufgrund des damaligen Verlaufs der Konvergenzzonen regional begrenzt war. Es konzentrierte sich auf den spanisch-französischen Bereich, wo es zur ENE-Drift der afrikanischen und der iberischen Platte gegen Mitteleuropa kam. Auch im Vorland des östlichen Teils des Alpenbogens ist es nachweisbar, dort herrschte Südwest-Nordost-Konvergenz.

Völlig anders war die Situation im höheren Miozän (DÉZES et al. 2004: unteres Mittelmiozän). Von der veränderten, im Gegenuhrzeigersinn rotierten Einengung dieser Zeit waren nunmehr weitaus größere Gebiete betroffen. Nun erfolgte ein Nord-Drift der afrikanischen Platte (LETOUZEY 1986). Im Alpenraum existierte eine WSW-ENE-streichende Konvergenzzone. Kompressiv erfasst wurden nicht mehr nur Spanien und Frankreich, sondern auch das nordwestliche Vorland des westlichen Alpenbogens.

Für den Oberrheingraben hat SCHUMACHER (2002) eine mittelmiozäne NNW-SSE-Einengung rekonstruiert. Eine derartige Deformation ist auch im Pfälzerwald vereinzelt nachweisbar. Dies gilt für Messlokationen auf Blatt 6611 Hermersberg, auf dem Wasselonner Horst und im Elmsteiner Störungssystem.

Am Naturdenkmal Biesterfels südlich von Wallhalben waren bei einer Nachbegehung im November 2014 neue Beobachtungen möglich. Nach kleineren Felsstürzen waren in frischen Anbrüchen an zwei Stellen weitere Bewegungsflächen erkennbar geworden. Es handelte sich jeweils um eine etwa 75 bis 85° steil nach Nordosten hin einfallende engständige Kluftschar in 130 bis 142°-Richtung. Die jeweiligen Gesteinspartien waren in typischer Weise „zerschiebt“, durch etwas bogig ausgeformte Trennflächen. Weitergehende Beobachtungen waren nicht möglich. Es könnte sich dabei um zwei schmale Zonen von gescharten dextralen Scherflächen handeln. Mit ihrer mittleren Streichrichtung von etwa 133 bis 136° würden sie dann auf eine etwa 170° ausgegerichtete Kompressionsrichtung hindeuten, wie es der Rekonstruktion von SCHUMACHER (2002) entspricht. Auffällig ist, dass diese Flächenschar auch noch im tieferen Abschnitt der Aufschlusswand, in den dort anstehenden Oberen Karlstal-Schichten erkennbar ist. Dies unterscheidet sie von anderen, weitaus markanteren Scherzonen älterer Deformationsereignisse, die nur noch in der Oberen Felszone im oberen Aufschlussbereich ausgeprägt sind. In den wenig verbandsfesten, sandig-schluffig-tonigen Abfolgen der Oberen Karlstal-Schichten („Dünnschichten“) haben sich ältere Scherflächen längst wieder „geschlossen“. Sie sind unkenntlich geworden. In der Trier-Luxemburger Bucht waren gut fundierte Beobachtungen zur „Haltbarkeit“ von normalen Klüften und von Scherflächen möglich gewesen (DITTRICH 2014b: Kap. 9.1.). Oberoligozäne Bewegungsflächen, die nicht durch markante Versätze oder ausgeprägte mineralische Harnischflächen betont waren, sind dort im Gesteinskörper schon weitgehend überprägt und im Gefüge „gelöscht“ worden. Kluft- und Scherflächen in den „Dünnschichten“ der Pfalz sind – erdgeschichtlich gesehen – nur wenig dauerhafte Gebilde. Demnach muss es sich um Spuren eines vergleichsweise jungen Schereignisses handeln. Früheozäne dextrale Scherbahnen in Nordwest-Südost-Richtung sind ja im vorderen (oberen) Biesterfels-Aufschluss sehr deutlich entwickelt (Abb. 19). Einzelflächen dieser alten Schar könnten bei einer miozänen Scherung reaktiviert, ein wenig bewegt und so auch in den Dünnschichten im Liegenden erneut ausgeprägt worden sein. Mechanisch nicht perfekt, etwas zu nah an der mittelmiozänen Einengungsrichtung ausgerichtete Scherflächen müssten in Form von Schrägverschiebungen reaktiviert worden sein. Dies würde zur nicht völlig saigeren Raumlage der Flächen in den Oberen Karlstal-Schichten passen.

Ein erneutes „Anspringen“ von strukturell vorgezeichneten älteren Scherflächen hat sich wohl auch im Elsass, am Wasselonner Horst, abgespielt. Sinistrale 25°-Scherflächen durchsetzen dort dextrale 134°-Scherflächen. Dies ist von BUCHNER (1977) notiert worden. Nach der hier vorgelegten Interpretation (Kap. 3.) handelt es sich bei beiden um konjugierte Bewegungsflächen des starken früheozänen Kompressionsereignisses. Einzelne Scherflächen können im mittleren Miozän erneut bewegt worden sein und dabei ältere dextrale Flächen durchschlagen haben.

Im Elmsteiner Störungssystem wird eine mittelmiozäne Scherung durch eine Beobachtung von STUCKE (1977: S. 75) gestützt. Am westlichen Modenbachhang (Blatt 6713 Annweiler, R 34 17 930, H 54 56 980) sind etwa 20° ausgerichtete Bewegungsflächen eingemessen worden. Nach der „Rauhigkeit“ entlang der Striemungslinien wurde daran ein sinistraler Schersinn ermittelt. Notiert wurde, dass die entsprechende Striemung um etwa 8° nach Süden geneigt sei – es ist wohl eher SSW. Wahrscheinlich sind ältere, präexistierende Bewegungsbahnen mobilisiert worden. Auch hier waren es wohl früh-eozäne sinistrale Scherflächen, deren Ausrichtung für das mittelmiozäne Stressfeld (σ_1 etwa bei 170°) nicht optimal lag. Die maximale sinistrale Scherspannung hatte eher bei 25° gelegen (Abb. 8). Deshalb kam es daran lediglich zu Schrägver-

schiebung. Die räumliche Lage der Lineare bildet eine Senkungstendenz im Südwesten oder Westen ab. Dies wiederum erinnert an das mittelmiozäne Bewegungsbild mit der Anhebung der nördlichen Oberrhein-Grabenschultern bei relativer Absenkung des Pariser Beckens.

Die mittelmiozäne Scherbeanspruchung (Szenario b in Abb. 3) ging schließlich mehr und mehr in eine WSW-ENE-ausgerichtete Dehnungsbeanspruchung über (Szenario c). NNW-SSE-streichende Extensionsbrüche bildeten sich heraus. Im Pfälzerwald entstanden etliche, verschieden ausgerichtete Abschiebungen und Grabenstrukturen. Im Ausschnitt der Abb. 7 vom südwestlichen Blattgebiet 6611 Hermersberg waren dies die Störungen Nr. 1, 2, 5, 8, 10, 19 und 22 sowie der Süd- und Mittel-Teil von Nr. 18. Darunter sind auch Abschnitte der „Querstörungszone West“. Die etwa etwa 162°-streichende Abschiebung Nr. 1, die sich mit 32 m Vertikalversatz ins Nachbarblatt 6610 Homburg fortsetzt, und die etwa parallel verlaufende, gegensinnige Abschiebung Nr. 2 im Tal von Mittelbrunn (etwa 158°-Streichen) bilden gemeinsam eine breite Grabenstruktur aus. Deren Entstehung ist der mittelmiozänen Dehnung zuzuschreiben.

Darüber hinaus wurden zahlreiche Nordwest-Südost streichende Bruchlinien des pfälzischen Deckgebirges als Abschiebungen aktiviert. Dies galt beispielsweise für die präexistierenden dextralen Scherflächen des mitteleozänen Kompressionsereignisses. Zu nennen ist hier beispielsweise der NNW-SSE-streichende Teil der Eschkopf-Störung am Südwest-Rand von Blatt 6613 Elmstein, der mit der Elmsteiner Störung – der ehemals konjugierten Sinistralverschiebung – einen Winkel von etwa 70° einschließt (ROHN & CLAUß 2006: Strukturkarte; Abb. 21).

Auch etwa Nord-Süd-streichende oligozäne Scherklüfte waren einer gewissen Dehnung unterworfen. Dies zeigt die von STUMPF (1997: S. 10) beschriebene, 10° streichende Gangvererzung bei „Albrechtskiefer“ südwestlich von Speyerbrunn. Sie liegt auf Blatt 6613 Elmstein, etwa in der die Verlängerung des Nord-Süd-Abschnitts der Eschkopf-Störung (vgl. ROHN & CLAUß 2006). Die Platznahme von Erzausscheidungen ist durch Extension begünstigt worden. STUCKE (1977) stufte die epigenetische Abscheidung von Erzen aus azendenten Lösungen ins späte Miozän ein. Diese Aussage hatte sich allgemein auf limonitische Eisenerze in „rheinisch“ (Nord-Süd) streichenden Klüften des Elmsteiner Störungssystems bezogen. Zugrunde lag ein Vergleich mit den Vererzungen bei Bad Bergzabern. Angesichts des hier dargestellten Stressfeldes dieser Zeit (Abb. 8) ist eine solche zeitliche Einstufung plausibel.

Im Westteil des Pfälzerwaldes wurde die mittel- bis obermiozäne Dehnung überlagert durch die Absenkung der westsüdwestlich bzw. südwestlich gelegenen Gebiete der Pfälzer Mulde. Südwest-absetzende Abschiebungen treten im Kartenbild deutlicher in Erscheinung als Nordost-Abschiebungen.

Die Rotation des Stressfeldes hielt unterdessen an. Ein Hinweis auf eine jungtertiäre Extension in 60°-Richtung ergibt sich wohl auch aus den Beobachtungen von STELLRECHT (1964) bei Forst. Das dortige Vulkanitvorkommen ist von HORN et al. (1972) auf unterstes Eozän datiert worden (53 Mio a). Später sind dann in den Nephelinitbasalten 150°-streichende Dehnungsspalten entstanden, die sogar einzelne Basaltsäulen durchsetzen. STELLRECHT hatte sie einer nachbasaltischen Tektonik zugeschrieben. In einer spätvulkanischen Phase sind die Spalten mit „tuffigenem Material“ ausgefüllt worden. Die Extensionsrichtung würde derjenigen des höheren Miozäns entsprechen. Dazu passt auch das WSW-Einfallen der 70 bis 80° geneigten Dehnungsspalten. Angesichts der unmittelbaren Nähe des Oberrheingrabens im Osten ist ein derartiger WSW-Gradient bemerkenswert. Nach den Untersuchungen von HORN et al. (1972) an

immerhin 54 tertiären Vulkaniten im weiteren Oberrheingraben-Gebiet reichte die vulkanische Aktivität generell bis ins Pliozän hinein. Eine spätmiozäne tuffitische Verfüllung der Spalten wäre also möglich.

6. Pliozäne bis subrezente Bewegungen

Das jüngste, heute noch anhaltende Deformationsereignis ist durch Einengung in Nordwest-Südost-Richtung charakterisiert (Abb. 8). Diese Kompression hat ihren Ursprung in der Kollisionsfront des Alpenbogens, im Bereich der Zentralalpen (ILLIES & FUCHS 1983). Dies ergibt sich sowohl aus der Richtung der Schubspannung als auch aus den nach Norden bzw. Nordwesten abnehmenden absoluten Beträgen der einmessbaren In-situ-Spannung (BAUMANN & ILLIES 1983: Fig. 2). Dieses Stressfeld hatte sich bereits im oberen Pliozän etabliert (FUCHS et al. 1983; DITTRICH 2009: Kap. 6.5.). SCHWARZ (2012) hielt dafür sogar schon einen Beginn im höchsten Miozän für möglich. Gegenwärtig ist die größte horizontale Hauptnormalspannung in Süddeutschland etwa 140 bis 150° ausgerichtet (vgl. World Stress Map 2008). Für die Schiefergebirgsregion ist eine rezente Kompression in 145°-Richtung ermittelt worden (AHORNER et al. 1983). Im südlichen Oberrheingraben ist sie etwa 143°-orientiert (EDEL 2014). Etwas anders ist die Situation im mittleren und nördlichen Oberrheingraben, dort verläuft die größte horizontale Schubspannung in 135°-Richtung.

Sowohl im Oberrheingraben als auch in der Schwäbisch-Fränkischen Alb sind Zeugnisse dieses subrezentem Deformationsereignisses nachgewiesen (Abb. 8). Dabei war das Ausmaß der horizontalen Kompression im Voralpenland zeitweise sehr groß. Regional ist bzw. war diese so stark, dass sich das Szenario a ausprägen konnte (Abb. 3). In den östlichen Randbereichen des Oberrheingrabens wurden heutige In-situ-Spannungsfelder ermittelt, bei denen beide horizontale Stressachsen kompressiv sind. WSW-ENE-streichende Falten und Aufschiebungen konnten entstehen. Rezente Bewegungen von Auf- bzw. Überschiebungen waren am Südrand des Schiefergebirges (AHORNER et al. 1983) sowie am Südrand des Oberrheingrabens und westlich der Vogesen, östlich von Épinal, nachzuweisen (EDEL 2014). Im Stadtbereich von Darmstadt waren eine Aufschiebung von mindestens 3 m Vertikalversatz und eine kleine Faltenstruktur von nachweislich pleistozänem Alter erschlossen (HOPPE & LANG 2007). Beide verlaufen parallel zu der dort 53°-streichenden, Nordwest-einfallenden Randverwerfung des Odenwaldes. Sie bilden wohl die subrezente, etwa 143°-orientierte alpine Kompressionsbeanspruchung ab.

Auch in der Trier-Luxemburger Bucht entstanden durch die oberplio-pleistozäne Kompression Aufschiebungen im Meterbereich und kleinmaßstäbliche Faltenstrukturen (DITTRICH 2014b). Manchmal treten beide Phänomene gemeinsam auf, ähnlich wie im Darmstädter Großaufschluss. Ursächlich für diese im Trierer Raum benannte Deformation DVI (Abb. 8) war bzw. ist eine starke Einengung etwa in 135° bis 146°-Richtung. Ferner dokumentierte sich dort eine allmähliche Rotation des Stressfeldes im Gegenuhrzeigersinn, bis auf etwa 126° (DITTRICH 2014b: Abb. 103). Nach SCHUMACHER (2002) vollzieht sich diese Rotation bereits seit dem frühen Miozän (Abb. 8).

Auch in der Region des Pfälzerwaldes existieren Hinweise auf eine zeitweilig sehr starke Kompression (Szenario a). Alle dahingehenden Beobachtungen stammen vom unmittelbaren Randbereich des Oberrheingrabens. Die entsprechenden Strukturen wurden von DINU (1912: S. 288f.) im Rahmen einer strukturgeologischen Dissertation der Universität Heidelberg entdeckt und beschrieben. Insgesamt vier Vorkommen von Falten im oberpermisch-untertriassisches Deckgebirge wurden angeführt. Nordwestlich von Deidesheim wurden gefaltete Schichten des oberen Hauptbuntsandsteins

(höherer Mittlerer Buntsandstein) angeführt, mit 39°-Streichen. Westlich von St. Martin wurde flach verfalteter Sandstein des „Ober-Rotliegenden“ (heutige Einstufung: Zechstein) beobachtet. Stark verfaltete Sandsteine – ebenfalls „Ober-Rotliegendes“ (Zechstein) – wurden von DINU zwischen Eschbach und der Madenburg beobachtet. Der Weg zur Madenburg verläuft demzufolge genau im Scheitel einer Antiklinale. Der Streichwert dieser Struktur wurde auf 34° bestimmt, die Flanken fallen mit 42 (nach WNW) bzw. 45° (nach ESE) ein. Der Autor betonte ausdrücklich, dass es sich dabei nicht um Rutschungsphänomene, sondern um „echte Gebirgsfaltung“ handle.

Die erstgenannte Lokalität bei Deidesheim war zuvor bereits von LEPPLA (1893: S. 63) angeführt worden. Schon damals war als „besondere Merkwürdigkeit“ gefalteter Buntsandstein notiert worden. Eine Kontrollbegehung von Prof. W. SALOMON/Heidelberg im Jahr 1912 führte diesen zu der Anschauung, „daß es sich wohl eher um Faltung durch Gekriech als um Faltung durch Gebirgsdruck“ handle. Als „Beweis für tektonischen Tangentialdruck“ wollte er dies nicht gelten lassen (SALOMON 1912). Die dortige Verfaltung steht jedoch zweifellos im Zusammenhang mit der westlichen Haupttrandverwerfung des Oberrheingrabens (vgl. auch HOPPE et al. 2015: Abb. 4). Tatsächlich handelt es sich um verfaltete „Dünnschichten“ des Buntsandsteins. Heute ist an dieser Stelle ein optomechanisches Messgerät installiert. Es erfasst die dort einwirkende Kompression, Hebung und Scherbeanspruchung. So ließ sich die rezente Anpressung (Kontraktion) von durchschnittlich 0,273 mm/a zwischen 2009 und 2012 zweifelsfrei dokumentieren (HOPPE et al. 2015: Abb. 7).

Falten im räumlichen Zusammenhang mit einer Aufschiebung wurden von DINU (1912) schließlich im französisch-deutschen Grenzgebiet, westlich von Weissenburg (Wissembourg) angetroffen (Abb. 1). Sie fanden sich im Muschelkalk bei Weiler, in zwei nahe beieinander gelegenen Steinbrüchen südwestlich von Schloss St. Paul. Einzelne Skizzen von DINU illustrieren die notierten Befunde. An einer 33°-streichenden Überschiebungsfläche, die mit 54° nach Nordwesten einfällt, ist dort dolomitischer Mittlerer auf kalkigen Oberen Muschelkalk aufgeschoben. Die gefalteten Schichten im Nachbarbruch zeigen 35°-Streichen (32 bis 38°). Nach heutiger Kenntnis liegt das Vorkommen am äußersten Nordost-Ende des Zaberner Bruchfeldes, und zwar dort, wo dieses auf den Westrand des Oberrheingrabens trifft. Mehrere rheinische und Nordost-Südwest-streichende Störungen überlagern sich dort.

Angesichts der zuvor beschriebenen jungen Falten und Aufschiebungen in anderen Gebieten des Oberrheingrabens und in der Trier-Luxemburger Bucht sind die angeführten Beobachtungen von DINU (1912) glaubhaft, wenngleich sie das gewohnte Bild sprengen. Auch von der Raumlage her kann es sich dabei um Einengungsstrukturen des oberplio-pleisto-holozänen Deformationsereignisses handeln. ILLIES (1963: S. 20) beschrieb nach eigenen tektonischen Untersuchungen in der Südpfalz den dortigen jüngsten Bewegungsablauf allgemein als eine „Tektonik, welche ohne ein Zuviel an Seitenraum auskommen musste.“

Aus dem südlichen Oberrheingraben ist von seismotektonisch aktiven, etwa 5 bis 10° streichenden sinistralen Blattverschiebungen berichtet worden (EDEL 2014). Dabei handelt es sich wohl um ältere, reaktivierte Bewegungsbahnen, an denen es nun zur Schrägaufschiebung kommt. Die präexistierenden Scherflächen liegen nämlich nicht in der idealen Richtung der maximalen Scherspannung. In der resultierenden Bewegung addieren sich deshalb wohl Horizontal- und (aufschiebende) Vertikalkomponenten.

Im Gebiet Weiler–Wissembourg, nicht näher lokalisiert, ist von DINU (1912) auch eine 68°-streichende Harnischfläche mit 10° nach Osten geneigten (bzw. nach Westen anstei-

genden) „Harnischstreifen“ eingemessen worden. Von ihrer Raumlage her kann es sich bei dieser Fläche um eine junge dextrale Schrägaufschubung handeln, die geometrisch gut zu den beschriebenen Einengungsstrukturen der südlichen Haardtrandregion passt. Wahrscheinlich handelt es sich um eine reaktivierte erzgebirgisch streichende Bruchfuge.

Das stärkere Ausmaß der Verformung im Süden, so auch bei Weiler, könnte auf die besondere tektonische Situation dieser Region zurückzuführen sein. Dort, wo der Haardtrand nach Südwesten zurückspringt und die von Störungen begrenzten Einzelschollen Südwest-Nordost streichen, kann es durch die alpine Schubspannung zu besonders ausgeprägten Anpressungseffekten gekommen sein.

Weiter nördlich am Haardtrand, auf der Höhe von Forst (Abb. 1), liegen weitere Beobachtungen zu gefaltetem Buntsandstein vor. Sie stammen von STELLRECHT (1964: S. 118). An mehreren Stellen im Margarethental und im Wachenheimer Tal, also westlich und nordwestlich von Forst, seien solche Verfaltungen in unmittelbarer Nähe von Verwerfungen festzustellen. Der beigefügten Geologischen Karte von STELLRECHT ist zu entnehmen, dass dort nur rheinisch (etwa 5 bis 10°) streichende Störungen vorkommen. Auch hier hat es sich wohl um Anpressungseffekte gehandelt.

Es zeigt sich, dass am äußeren östlichen Haardtrand bei der jüngsten Deformation zumindest zeitweilig ein Stressfeld geherrscht hat, wie es in Abb. 8 für die Trier-Luxemburger Bucht abgebildet worden ist. Bei DITTRICH (2014b: Abb. 87) hatte es das stärkste Szenario gekennzeichnet, das im Ablauf der dortigen Deformation DVI belegt ist. In der hier verwendeten Abbildung ist das betreffende Stressfeld-Symbol aus Gründen der Veranschaulichung durch die Scherflächen des (gleichfalls durchlaufenen) Szenarios b ergänzt worden.

Abseits des Haardtrandes, im inneren Pfälzerwald und im Westrich, sind bisher keine direkten Merkmale einer starken oberplio-pleisto-holozänen kompressiven Beanspruchung bekannt geworden. Szenario a ist hier nicht belegt (Abb. 8). Ähnliches gilt für die Gesamtheit des Voralpenlandes, es dominiert dort eher das Szenario b mit Blattverschiebungstektonik. In der Horizontalen interagiert eine starke kompressive Hauptnormalspannung σ_1 mit einer schwachen σ_3 -Spannung (Abb. 3). Dies erwies sich durch zahlreiche seismotektonische Auswertungen (AHORNER et al. 1983). Im schon genannten Darmstädter Aufschluss sind auch Horizontalharnische entwickelt. Sowohl ältere, wahrscheinlich obermiozäne Bewegungsspuren als auch Ost-West-orientierte Horizontalharnische waren aufzufinden (HOPPE & LANG 2007). Letztere sind wohl der dextralen Scherspannung des subrezentem Stressfeldes zuzuordnen.

Am Wasselonner Horst, im Elsass, existieren weitere schertektonische Hinweise. Dort erscheinen unter anderem auch NNW-SSE- und Nord-Süd-streichende sinistrale Bewegungsflächen und solche in Ost-West- bis ESE-WNW-Richtung mit dextralem Verschiebungssinn (BUCHNER et al. 1979: Abb. 3 bis 5). Mengenmäßig spielen sie allerdings eine relativ geringe Rolle. Diese Horizontalbewegungen könnten – sofern sie nicht als unterkretazisch zu deuten sind (Kap. 7.) – der jüngsten, subrezentem Beanspruchung zugeordnet werden. Sie belegen eine Nordwest-Südost-Kompression.

Ähnliches ist aus dem Großraum Eschbach bekannt. Dort hatte DINU (1912) sowohl 89°-, 90°-, 95°-, 99°- und 101°-streichende Horizontalharnische eingemessen, als auch solche in 162°-, 171°- und 173°-Richtung. Es handelt sich um Scherflächen, die exakt zum jüngsten Deformationsereignis passen (vgl. auch Kap. 7.). Der jeweilige Schersinn – von DINU seinerzeit generell noch nicht bestimmt – war vermutlich sinistral bzw. dextral.

Auf Blatt 6611 Hermersberg existieren einige wenige Deformationsmerkmale, die der oberplio-pleisto-holozänen Kompressionsphase zugeordnet werden können. Die

Aussage von DITTRICH (2014a), derartige Spuren seien noch nicht bekannt, ist dahingehend zu aktualisieren. Mögliche Scherflächen subrezenter Entstehung finden sich am Naturdenkmal Biesterfels bei Wallhaben. Es handelt sich um eine 110 bis 115°-streichende, eng begrenzte Kluftschar im mittleren Abschnitt des Aufschlusses. Sie fällt mit 75 bis 80° nach Nordosten ein und zeigt im höheren Teil, in der Oberen Felszone, eine schwache, etwas bogig ausgeformte „Gesteinszerschabung“. Diese Flächenschar käme mechanisch als dextrale Bewegungsbahn des subrezentem Deformationsereignisses in Frage. Konkrete Horizontalharnische konnten darauf allerdings nicht nachgewiesen werden, da der obere Teil der Aufschlusswand mit den harten Sandsteinbänken der Oberen Felszone nicht ohne weiteres (ohne größeren technischen Aufwand) zugänglich war.

Sicherlich ist diese kleine (?Scher-)Kluftschar – nach geologischen Maßstäben – vor nicht allzu langer Zeit entstanden. Sie reicht nämlich bis in den tieferen Teil der Aufschlusswand hinein, wo mehrere Meter wenig verbandsfeste Obere Karlstal-Schichten anstehen. Darin unterscheidet sie sich von den im vorderen Aufschlussteil ausgebildeten enggescharten (oberoligozänen) Nord-Süd- und (mitteleozänen) Nordwest-Südost-Scherklüften, die lediglich im Bereich der Oberen Felszone ausgeprägt sind und sich in den sandig-tonigen „Dünnschichten“ im Liegenden rasch verlieren. Wie in vorhergehenden Kapiteln wiederholt ausgeführt wurde, haben sich die Scherflächen älterer Deformationsereignisse in den Oberen Karlstal-Schichten nicht erhalten können.

Ein wesentliches Gestaltungselement des oberplio-pleisto-holozänen Deformationsereignisses war und ist auch eine Dehnung in Nordost-Südwest-Richtung. In verschiedenen süd- und südwestdeutschen Gebieten hat sich eine solche Extension in zwischenzeitlichen Intervallen stärker ausprägen können (vgl. AHORNER et al. 1983, DITTRICH 2014b). Junge Abschiebungstektonik fand statt. Aus dem Oberrheingraben sind Nordwest-Südost-streichende mobile Abschiebungen im Heidelberger Becken und südlich des Kaiserstuhls bekannt (EDEL 2014).

Im Pfälzerwald konnte eine derartige Extension in einem Fall datiert werden, bei Münchweiler auf Blatt 6712 Merzalben (ROHN & DITTRICH 2003: Abb. 29). Dort waren Terrassensedimente über Buntsandstein erschlossen. Die Abfolge ist an Kleinstörungen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich versetzt. Die unteren Gerölllagen der Terrassen-Ablagerungen wurden noch mitversetzt und anschließend von weiteren fluviatilen Ablagerungen – es sind wohl Schotter der T2-Terrasse – versatzlos überlagert. Dies ließ auf tektonische Aktivitäten im Pliozän oder frühen Pleistozän schließen. Auf einen kräftigen (relativen) Hebungsimpuls im Oberpliozän hatte bereits ILLIES (1963) hingewiesen; am Westrand des Oberrheingrabens hatte er sich in erheblichen grobklastischen Vorschüttungen ausgewirkt.

Für die Extensions-bedingten Vertikalbewegungen standen im bereits stark frakturierten Gebirgskörper des Pfälzerwaldes zahlreiche geeignete Abschiebungsbahnen (Anisotropieflächen) zur Verfügung. Präexistierende Bruchflächen konnten unmittelbar reaktiviert werden.

Auf Blatt 6611 Hermersberg ist dies durch mehrere Nordwest-Südost-streichende Abschiebungen dokumentiert. Es sind junge Bruchlinien, die an älteren Bruchflächen abstoßen. Ursprünglich handelte es sich um eozäne, dextrale Scherbahnen, die vertikaltektonisch überprägt worden. Dies gilt vor allem für die „Störung Hettenhausen-Gerhardsbrunn“ (Nr. 6 in Abb. 7) und für zwei vorgelagerte Parallelstörungen (Nr. 9 und 10). Überdies sind die im Eozän sinistral verschobenen Hauptstörungen der „Querstörungszone West“ (Nr. 18 und 19) durch junge Nachbrüche sekundär verlä-

gert worden. Dadurch queren sie heute – mit deutlich vermindertem Versatz und verändertem, unmittelbar einmessbarem Verlauf (Nr. 18; vgl. DITTRICH 2014/15: Kap. 3.3.) – die alte eozäne Scherzone. Im Ostteil von Blatt Hermersberg, bei Horbach, entstand durch diese junge Abschiebungstektonik die Nordwest-Südost-Störung, welche auf einen oberoligozänen Dehnungsbruch aufläuft (DITTRICH 2014/15: Strukturkarte).

Die Versatzrichtung der jungen Nordwest-Südost-Abschiebungen ist zum überwiegenden Teil nach Südwesten orientiert. Offenbar bestand bzw. besteht dort im Pariser Becken eine Senkungstendenz.

Auf rheinland-pfälzischem Gebiet wird dies durch die Ergebnisse einer Untersuchung von BUTZ (2009) bestätigt. Erfasst wurden die rezenten Hebungs- und Senkungstendenzen im Bereich von Oberrheingraben, Saar-Nahe-Bergland und Pfälzerwald bzw. Westrich. Zwischen den einzelnen Messpunkten wurden sie computergestützt in mehreren Rechenmodellen flächenhaft interpoliert. Für eines dieser Rechenmodelle lag der zur Eichung verwendete „methodische Nullpunkt“ bei Bruchmühlbach, im südwestlichen Landstuhler Bruch. Für den Südwesten der Pfälzer Mulde ergab sich eine schwache rezente Senkungsbewegung, der eine Hebung im Nordwesten entgegenstand. Westlich des Blattrandes von 6611 Hermersberg und 6610 Homburg endete das Untersuchungsgebiet. Am Südwestrand von Blatt Hermersberg beläuft sich die derzeitige Absenkung auf 0,25 bis 0,5 mm/a. Dies gilt für die Südwestecke des Blattgebietes und für die Region westlich des auffälligen Bruchfeldes nördlich von Wallhalben (Abb. 7).

Die Versatzbeträge der jungen Abschiebungen erreichen meist 10 bis 20 m. Sie müssen also schon über eine längere Zeit hinweg bewegt worden sein. Die heutige Absenkungsrate hätte dafür mehr als ausgereicht. Dies gilt selbst für den Versatzbetrag von bis zu 105 m an der Störungszone von Donsieders–Clausen im Zentralteil der Pfälzer Mulde (vgl. Kap. 2.2. und Abb. 4). Im dortigen Vorfeld sind rezente Absenkungen von etwas über 1 mm/a ermittelt worden (BUTZ 2009). Eine moderate Absenkungsrate von 0,4 mm/a, wie sie auf Blatt Hermersberg ermittelt wurde, macht bei einer Zeitspanne von 3 Millionen Jahren schon mehr als 1,2 km aus. Die genannten Absenkungsgeschwindigkeiten hätten also seit der Plio-/Pleistozän-Grenze für etliche Hunderte Meter Vertikalversatz ausgereicht. Sicherlich hat aber die Extensions- und Absenkungstendenz innerhalb der oberplio-pleisto-holozänen Gesamtdeformation nur zeitweise bestanden. Dies hatten ja auch die erwähnten Beobachtungen bei Münchweiler auf Blatt 6712 Merzalben gezeigt.

Interessant ist, dass diese jungen Abschiebungen noch von relativ vielen Schrägklüften begleitet werden. Im Bruchinventar des Blattgebietes Hermersberg ist dies nachgewiesen für die genannte Störung bei Horbach, für eine nicht auskartierte Kleinstörung am Ostrand des Biesterfels-Aufschlusses und für mehrere Störungslinien, die das Stuhlbach-Tal queren (DITTRICH 2014/15). Entlang von deutlich älteren Abschiebungslinien sind solche extensiven Schrägklüfte wohl ebenfalls vorhanden gewesen, sind dann aber strukturell überprägt und im Gesteinsgefüge wieder geschlossen worden.

Ein besonderer Fall einer jungen Zerdehnung des Deckgebirgskörpers fand sich am Riegelsberg südwestlich von Hermersberg. Dort war schon von LIESCH (2000) in der Werksteinzone des Voltziensandsteins eine eigenartige treppenförmige Öffnung von weit klaffenden Spalten beschrieben worden (Abb. 23). Die begrenzenden Klüfte setzen sich nicht in die überlagernden Bänke fort. Als Gleitflächen fungierten einzelne Schichtflächen. Von LIESCH waren diese Phänomene als Resultat von pleistozänen Bewegungen infolge von Frostwechseln gewertet worden. Ein solcher Zusammenhang



Abb. 23 oben, unten und rechts: Durch junge Extension entstandene Spezialstrukturen in einzelnen Schichtpaketen des Voltziensandsteins am östlichen Riegelsberg (Fotos: LIESCH 2000, oben links, und D. DITTRICH 2014).



mit periglazialen Verlagerungsprozessen ist jedoch unwahrscheinlich. Eher handelt es sich um tektonisch bedingte Extensionsphänomene.

Da Angaben bezüglich der Dehnungsrichtung fehlten, wurde im November 2014 eine Nachbegehung dieses Aufschlusses vorgenommen. Vor Ort konnte ermittelt werden, dass es sich um eine Nordost-Südwest-Extension gehandelt hat. Die Flächen, die die abgestuften klaffenden Dehnungsspalten begrenzen, streichen 110° , 136° , 142° und 150° . Die in Abb. 23c gezeigte Störungsspalte – ihr Vertikalversatz nach Südwesten beträgt 3 cm – streicht 113° . Die Grenzflächen fallen mit 80 bis 85° ein.

Die morphologische Gesamtsituation und die Lagerungsverhältnisse dieses kleinen ehemaligen Steinbruchbereichs am Riegelsberg machen eine Hangentlastung (Bergzerreißung) oder aber Sprengungseffekte als Gründe der Dehnungsphnomene unwahrscheinlich. Stattdessen hat wohl das oberplio-pleisto-holozäne Spannungsfeld eine Rolle gespielt. Die Öffnung der gesteinsinternen Hohlräume könnte dabei im Zuge von seismischen Events (Erdbebensten) erfolgt sein (Hinweis von A. WEHINGER/LGB Mainz). Die hochgelegene und oberflächennahe Position des gedehnten Schichtstapels könnte allerdings dazu beigetragen haben, dass sich diese ungewöhnlichen Strukturen so deutlich ausgeprägt haben. Dies und auch die abzuleitende Extensionsrichtung, die der des heutigen Stressfeldes entspricht, deuten auf ein subrezentenes Alter dieser Dehnungserscheinungen.

7. Reliktische Spuren mesozoischer Deformationen

Bei allen bisherigen schertektonischen Bearbeitungen bzw. Stressfeld-Rekonstruktionen im Bereich des Oberrheingrabens und des Pfälzerwaldes (ILLIES 1974, STUCKE 1977, BUCHNER et al. 1979, SCHUMACHER 2002, ROHN & DITTRICH 2003, DITTRICH 2014a) hatten lediglich känozoische Deformationsereignisse im Fokus gestanden. Berücksichtigt wurden Deformationsereignisse, die im Zuge der Alpenauffaltung (Eozän, Oberplio- bis Holozän) und der pyrenäisch-provençalischen Kollision (Oberoligozän) stattgefunden hatten.

Die hier vorgelegte intensivere Bearbeitung von Kompressionsmerkmalen zeigte jedoch, dass auch im erweiterten Untersuchungsgebiet des Pfälzerwaldes eine mesozoische Vorgeschichte existiert, die strukturelle Spuren hinterlassen hat. Den dahingehenden „gedanklichen Durchbruch“ erbrachte die Nachbegehung des schon in Kap. 4. beschriebenen kleinen Sandgruben-Aufschlusses im Stuhlbachtal, südlich der Scharmühle (Blatt 6611 Hermersberg, R 33 93 411, H 54 68 305; Abb. 7). Dort war eine dezimetermächtige harte Felsbank der Oberen Karlstal-Schichten bei der großräumigen unteroligozänen Extension zerdehnt, zerstückelt und sekundär verstellt worden. Die auf den Klufflächen der Felsbank vorhandenen schertektonischen Lineare waren davon auch betroffen gewesen. Die betreffenden Faserharnisch-Lineare sind von LENDVACZKY (2003) eindrucksvoll dokumentiert worden (Abb. 24). Sie sind zweifellos sinistral und nach Nordwesten geneigt. Das Ausmaß dieser Neigung war jedoch primär bei weitem nicht so stark, wie es sich heute darstellt. Stattdessen handelt es sich

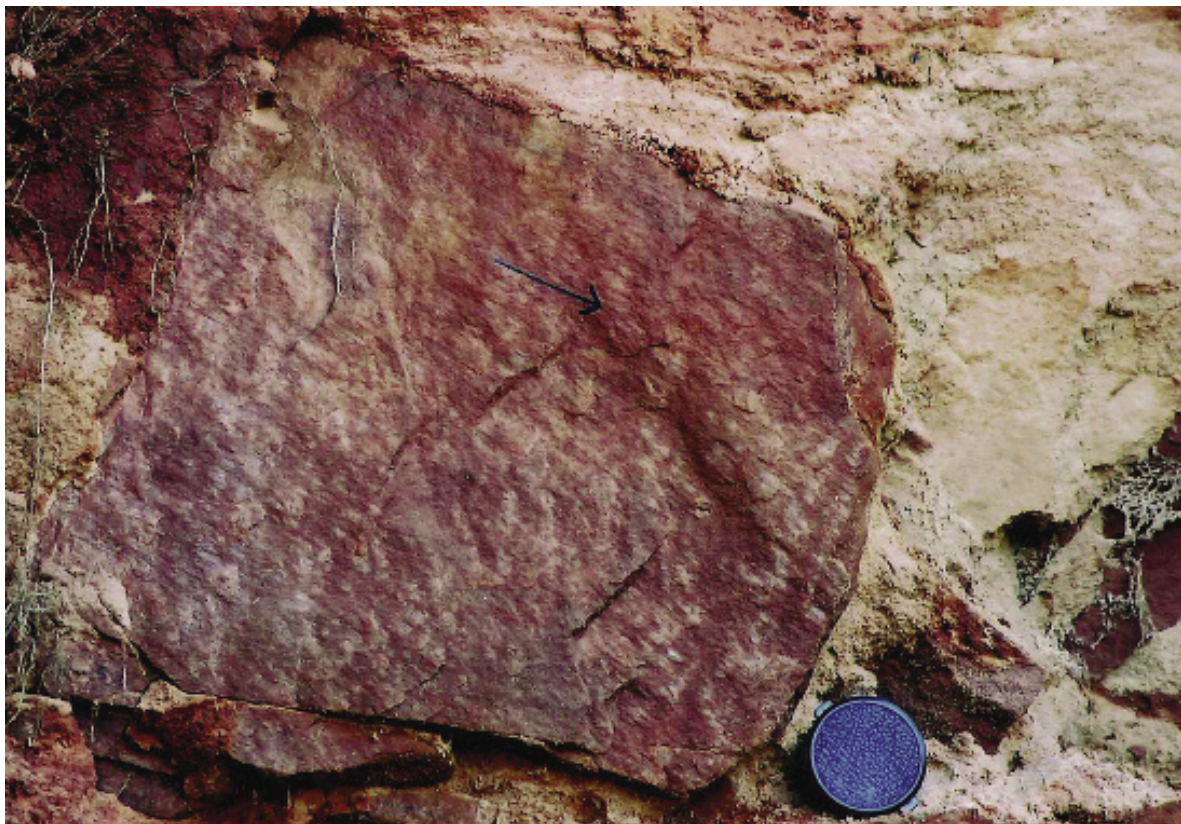


Abb. 24: Subhorizontale, sinistrale Faserharnische auf einer Scherfläche im Stuhlbachtal (vgl. Abb. 22). Weitere Darlegungen im Text.

um ältere Strukturen, die mit der Felsbank im Zuge der dehrenden Zerstückelung und Verstellung sekundär verkippt worden sind (vgl. Kap. 4.: Abb. 22). Ursprünglich – in Abb. 24 zeigt sich dies in der Relation der Harnischlineare zur Oberfläche der Sandsteinbank – hat es sich bloß um wenig geneigte, subhorizontale Bewegungsspuren gehandelt. Bei der Nachbegehung des Aufschlusses ließ sich ermitteln, dass die Lineare primär etwa um 10° nach Nordwesten geneigt sind. Auf den Scherflächen sind Reste von dünnen Quarztapeten erhalten.

Die überprägten Scherflächen müssen einem Deformationsereignis entstammen, das älter als das unteroligozäne Dehnungsereignis ist. Die Streichrichtung dieser sinistralen Scherklüfte ließ sich im Aufschluss etwa auf 112 bis 136° bestimmen. Daraus kann auf ein älteres Kompressionsereignis rückgeschlossen werden, das eine WSW-ENE (77°) bzw. WNW-ESE (101°) orientierte Schubspannung aufwies. Der zu errechnende Mittelwert liegt bei 89° .

Eine derartige Deformation ist aus dem Känozoikum nicht bekannt (Abb. 8), wohl aber aus dem Mesozoikum. Sie ist für den Oberjura (Kimmeridge–Tithon) rekonstruiert worden, sowohl in der Schwäbisch-Fränkischen Alb als auch in der Trier-Luxemburger Bucht (Abb. 25).

So ergab sich die Notwendigkeit für dieses zusätzlich eingefügte Kapitel. Darin soll die aus benachbarten Gebieten bekannte spätmesozoische Deformationsgeschichte kurz umrissen werden. Dann wird im Einzelfall abgeprüft, in wieweit auch im Pfälzerwald und in dessen unmittelbarer Umgebung derartige Spuren nachweisbar sind.

Für den Zeitraum zwischen dem höheren Mitteljura und dem frühesten Oberjura hat sich in der Trier-Luxemburger Bucht eine Extensionsphase rekonstruieren lassen (DITTRICH 2014b). Damals ist es zu einer vertikaltektonischen Betonung von alt angelegten Hoch- und Tieflagen gekommen. Diese Abschiebungstektonik wurde durch eine Dehnung in 170° -Richtung bewirkt. Differentielle Absenkung fand statt. Es bildeten sich langgestreckte Flexurzonen mit kleineren Abschiebungen, welche ausgedehnte Hoch- und Tiefstrukturen begrenzten. In dieser Dehnungsphase wurden erste Strukturen vorgeprägt, die dann bei nachfolgenden Kompressionsereignissen zur Reaktivierung und Überprägung zur Verfügung standen. Davor war das triassisch-unterjurassische Deckgebirge noch – abgesehen von der Schichtung – nahezu homogen und „gefügefrei“ gewesen.

Diese dehrende Beanspruchung steht im Einklang mit der überregionalen tektonischen Situation dieser Zeit. Im mittleren Mitteljura beherrschte eine etwa Nord-Südgerichtete ozeanische Spreizung im Penninischen Trog das paläotektonische Geschehen (ZIEGLER 1999: Plate 12: South Penninic-Piedmont-Ligurian Basin). Diese Riftzone verlief in einiger Entfernung südlich des Untersuchungsgebietes und zog sich in Südwest-Nordost-Richtung bis ins südliche Vorland der Böhmisches Masse. Demzufolge ist in Südwest-Deutschland eine mitteljurassische 170° -Dehnung plausibel.

Hinweise darauf, dass zu dieser Zeit alt angelegte Bruchlinien im Untergrund dehrend mobilisiert worden sind, existieren auch in der Pfalz und im Oberrheingraben. Es handelt sich um variskisch vorgeprägte, erzgebirgisch streichende Lineamente (vgl. Kap. 2.1.).

In der Nördlichen Pfälzer Teilsenke, vor allem im Blattgebiet 6611 Hermersberg, haben sich von derartigen Bruchlinien begrenzte Hoch- und Tiefschollen herausgebildet. Diese wurden dann bei der spätmesozoisch-alttertiären Verwitterung überprägt und auf diese Weise besonders betont. In strukturellen Tieflagen konnten durch Sandstein-Verkarstung erzgebirgisch streichende Korridore von Röhrenhöhlen entstehen (DITTRICH 2014a, in Vorb.).

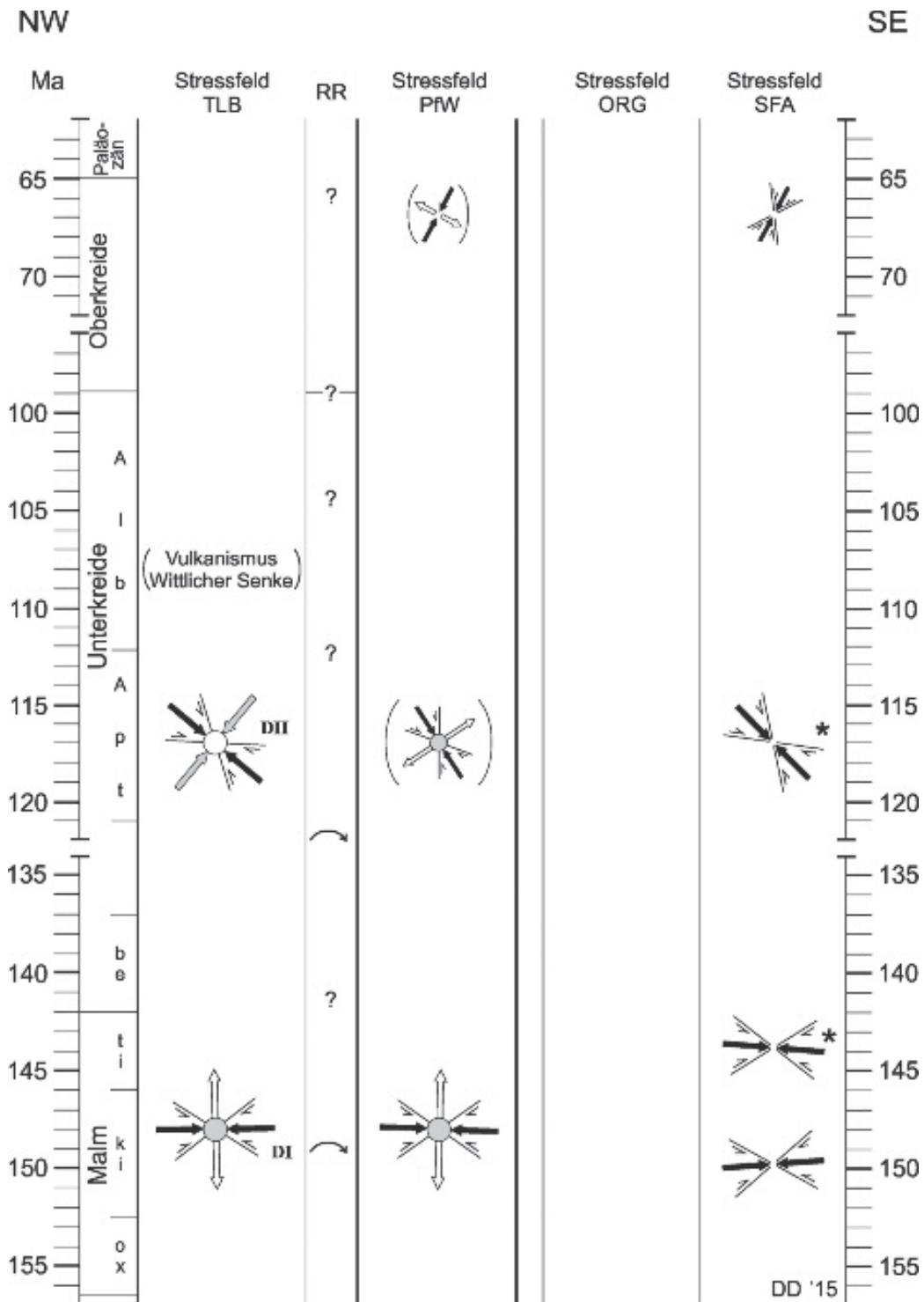


Abb. 25: Kompressive Deformationsereignisse und zugrunde liegende Spannungsfelder in der Trier-Luxemburger Bucht (TLB; DITTRICH 2014b), im Pfälzerwald (Pfw), im Bereich des Oberrheingrabens (ORG; SCHUMACHER 2002) und in der Schwäbisch-Fränkischen Alb (SFA; SCHWARZ 2012, Stressvektoren gegenüber den Originaldaten modifiziert, * = zeitlich aufgeschlüsseltes „ENE/SE-Bruchsystem“); RR = Rotationsrichtung; Signatur der Hauptnormalspannungen: σ_1 = schwarz, σ_2 = hellgrau, σ_3 = weiß.

Die von STELLRECHT (1964) angenommene Fuge im tieferen Untergrund bei Forst ist wohl ebenfalls eine mittel- bis frühoberjurassische Extensionsstruktur. Die Fuge diente als Förderspalte des Olivinnephelinites am Pechsteinkopf, westlich von Forst (Abb. 1). Die Datierung von HORN et al. (1972) wies diesem Gestein ein alteozänes Alter zu (53 Mio a). In der Geologischen Karte des Pechsteinkopfs von STELLRECHT & EMMERMANN (1970: Abb. 2) erstreckt sich das Vulkanitvorkommen in WSW-ENE-Richtung. Der Lavenförderung lag also wahrscheinlich eine erzgebirgisch ausgerichtete Tiefenspaltel zugrunde. Diese könnte schon im Jura angelegt worden sein.

Das erste (bislang bekannte) mesozoische Kompressionsereignis in der Trier-Luxemburger Bucht war die oberjurassische Deformation DI (DITTRICH 2014b; Abb. 25). Am Nordwestrand des (heutigen) Pariser Beckens lag die größte horizontale Hauptnormalspannung σ_1 damals durchschnittlich in 88°-Richtung, bei allmählicher Stressfeld-Rotation im Uhrzeigersinn. Strukturelle Einengungsmerkmale im Winkelbereich zwischen 70 und 105° sind entwickelt. Überdies kam es zu starken dextralen Scherbewegungen entlang von etwa 50 bis 65° streichenden Bewegungsflächen. Horizontale Verschiebungsweiten von bis zu 1,4 km wurden dabei erreicht. Die sinistralen Bewegungen (bis zu 700 m Horizontalversatz) fanden an etwa 116 bis 134°-streichenden Flächen statt. Die zugrunde liegende plattentektonische Gesamtsituation des oberen Juras ist von DITTRICH (2014b: Kap. 8.2. mit Abb. 90) im Einzelnen dargestellt worden. Es kam zu einer Ost-West-Kompression bzw. einer Nord-Süd-Extension.

Ähnliche Ergebnisse existieren aus der Schwäbisch-Fränkischen Alb. Dort ist von SCHWARZ (2012) ein „NE/ESE-System“ konjugierter Scherbahnen rekonstruiert worden. Ursächlich dafür war eine oberjurassische 80°-Einengung gewesen.

Mehrere Kompressionsbefunde im Kraichgau (BUCHNER et al. 1979: Abb. 20) passen ebenfalls dazu. Das eingemessene Streichen der dortigen Zapfen von Horizontalstylolithen ist in Form von Richtungsrosen dargestellt worden. In drei Rosen im Umland von Heilbronn und in zwei weiteren südöstlich von Ludwigshafen lässt sich die Ost-West- bis ESE-WNW-Richtung als Nebenmaximum ablesen. Eine solche Kompressionsrichtung ist also im weiteren Umfeld des pfälzischen Untersuchungsgebietes bereits bewiesen.

Im Bereich des Oberrheingrabens ist ein oberjurassisches Einengungsereignis bislang nicht nachweisbar gewesen (vgl. SCHUMACHER 2002). Dies ist allerdings der Datenbasis zuzuschreiben. Altmesozoische Gesteine als Träger derartiger Gefügemerkmale sind dort der unmittelbaren strukturgeologischen Auswertung entzogen.

Anders ist die Situation im Pfälzerwald und in der Westpfalz. Aufgrund der Lage dieser Region zwischen der Schwäbisch-Fränkischen Alb im Südosten, dem Kraichgau im Osten und der Trier-Luxemburger Bucht im Nordwesten und aufgrund der potenziell günstigen Datenbasis im weitflächig anstehenden triassischen Deckgebirge sind dort Zeugnisse einer oberjurassischen Ost-West-Einengung nicht unwahrscheinlich.

Von den zahlreich vorhandenen horizontalen Bewegungsflächen im Elsass, bei Wasselonne, sind einige wenige der oberjurassischen Kompression zuzuschreiben. Es sind dextrale Scherflächen in 50 bis 55°-Richtung (BUCHNER et al. 1979: Abb. 3). Sie deuten auf eine horizontale Hauptnormalspannung in 85 bis 90°-Richtung. Dazu konjugierte sinistrale Scherbahnen sind (bisher) dort nicht auffindbar gewesen.

Diese sind allerdings auf dem westlichen Blatt 6611 Hermersberg dokumentiert. Es sind diejenigen, die zu Beginn dieses Kapitels geschildert wurden, aus dem Stuhlbachtal südlich der Scharrmühle. Bei der dort abgelaufenen sinistralen Bewegung (112 bis 136°) war anteilig auch eine gewisse Dehnung und relative Absenkung im Spiel ge-

wesen. Darauf deuten die reliktsch erhaltenen Quarzbeschläge der Scherklüfte und die subhorizontale Ausrichtung der mit 10° geneigten Lineare. Eine ehemalige relative Absenkung nördlich des Messpunktes bildet sich ab. Dies entspricht der paläogeographischen bzw. paläotektonischen Situation im Oberjura. Nach den Darstellungen von ZIEGLER (1999: Plate 13) existierte damals im Norden ein Übergangsbereich von einem flachmarinen zu einem etwas tieferen Beckenareal. Die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins (Obere Karlstal-Schichten) befanden sich zu dieser Zeit in einem tieferen Stockwerk. Damals lagerten sie noch unter der mächtigen Bedeckung von höherem Mittleren und Oberem Buntsandstein, vom gesamten Muschelkalk, von Keuper und Lias sowie von tieferen Abschnitten des Doggers. In dieser Tiefenlage und etwa 85 Mio a nach ihrer Ablagerung konnten diese Buntsandstein-Gesteine ohne weiteres bereits hinreichend diagenetisch verfestigt und horizontaltektonisch deformierbar gewesen sein.

Weitere Hinweise auf oberjurassische Scherbewegungen ergaben sich im obersten Klingelstal südlich Neumühle (R 33 96 650, H 54 67 230; Abb. 7). DITTRICH (2014/15) hatte dort in der Oberen Felszone eine markante Kluftzone mit engstehenden saigeren Bruchflächen mit 55 bis 72° -Streichen beschrieben, die wohl auf Horizontalbewegungen zurückzuführen seien (Abb. 26). Bei starkem Bewuchs und schlechten Lichtverhältnissen hatten sich dort zunächst nur undeutliche, verwitterte horizontale Strömungen auffinden lassen. Ein Bewegungssinn war nicht bestimmbar gewesen. Aufgrund der Raumlage sind diese Flächen als oberoligozäne (sinistrale) Bewegungsspuren gedeutet worden. Wegen eines geringfügigen SSE-gerichteten Vertikalversatzes im weiteren Bereich dieser Kluftzone war überdies ein Charakter als primäre Schrägabschiebung erwogen worden.



Abb. 26: Engständige, teilweise bogig ausgeformte Bewegungsflächen einer Horizontalverschiebung im südlichsten Klingelstal, südöstlich von Hettenhausen.

Eine Nachbegehung im Februar 2015 bei günstigeren Beobachtungsbedingungen erbrachte dann jedoch weitaus aussagekräftigere, andersartige Befunde. Mehrere Typen von Horizontalharnischen wurden angetroffen. Vorne, im zur Bachgabelung hin gewandten Teil der Felsklippe, ließ sich ein kleiner Abschnitt einer Harnischfläche mit 63°-streichender horizontaler Striemung erkennen. Die starke Bemoosung erlaubte keine weitergehende Bestimmung. Eine weitere Scherfläche mit 54°-Streichen trug subhorizontale dextrale Quarz-Faserharnische. Sie waren mit 3 bis 5° nach Nordosten geneigt. Wenige Schritte weiter westlich ist die Aufschlusswand von weitaus deutlicheren Scherflächen durchsetzt. Dort zeigten sich 49°- und 56°-streichende Bewegungsflächen mit einer sehr schwach nach Südwesten geneigten Striemung. Aufgrund einer starken Verwitterung war daran keine Bestimmung des Verschiebungssinns möglich. Noch etwas weiter, in der in Abb. 26 abgebildeten Kluftscharr, ließen sich Streichwerte von 57°, 58°, 69°, 70°, 77° und 84° einmessen. Auf einer 70°-ausgerichteten Scherfläche war ebenfalls eine subhorizontale, schwach nach Südwesten geneigte Striemung zu beobachten. Einige der Kluftflächen zeigen die typische bogige Ausformung, wie sie für tektonisch „zerschiebte“ Gesteinspartien in Scherbahnen charakteristisch ist. Diese Bogenform tritt hier bevorzugt bei 57 bis 58°-streichenden Flächen auf. Die Interpretation liegt nahe, dass sich in diesen bogigen, „steiler“ streichenden Flächen die Hauptrichtung der Blattverschiebung abbildet und dass die 70 bis 84°-Flächen die dazugehörigen Riedelflächen sind. In diesem Fall würde es sich insgesamt um ein dextrales Scherflächeninventar handeln (vgl. dazu auch DITTRICH 2011: Abb. 21 bis 23). Auch scheint es eine recht starke Deformation gewesen zu sein, bei der es zur Entstehung von sekundären Scherflächen kommen konnte.

Auffällig ist die unterschiedliche Neigungsrichtung der Scherlineare. Die heutige Schichtlagerung dieser Region ist durch Südwest-Einfallen geprägt (DITTRICH 2014/15; Abb. 7). Bei der mengenmäßig weit vorherrschenden schwachen Südwest-Neigung der Striemungen kann es sich somit um das Resultat einer sekundären Verstellung handeln. Um so auffälliger ist die Nordost-Neigung der nachgewiesenen dextralen Quarz-Faserharnische (54°-Streichen) von bis zu 5°. Diese passt so gar nicht zur strukturellen Situation am Messpunkt (Abb. 7). Eine recht alte, unter anderen Rahmenbedingungen abgelaufene Bewegung bildet sich ab. Der generelle dextrale Bewegungssinn, die tektonisch isolierte Lage der Messlokalität und der erhebliche Verwitterungsgrad der Flächenschar legen es nahe, die dortigen Scherungsphänomene der oberjurassischen Deformationsphase zuzuordnen. Aus der etwa 58°-streichenden Hauptrichtung der Scherbahn ließe sich eine ungefähr 93°-ausgerichtete größte horizontale Hauptnormalspannung σ_1 ableiten. Anders war es bei der 54°-Scherfläche mit Nordost-geneigten Linearen. Dabei hat es sich wohl um eine primäre Schrägabschiebung gehandelt. Die bewegte Fläche muss also damals etwas näher zur Schubspannung ausgerichtet gewesen sein. Dementsprechend lässt sich eine ungefähr 84°-streichende Kompressionsrichtung annehmen. Eine solche ist auch für die oben erwähnte 49°-Scherfläche zu errechnen. Legt man die für das Spätmesozoikum wahrscheinliche rechtsdrehende Stressfeld-Rotation zugrunde (Abb. 25), so könnte es sich um eine etwas früher stattgefundenen oberjurassischen Beanspruchung gehandelt haben. In jedem Fall ist sie genetisch einem Stressfeld zuzuordnen, das zwischen den Szenarien b und c nach LETOUZEY (1986) vermittelt (Abb. 3). Die stärkste Schubspannung lag nicht in der Horizontalen, sondern setzte ein wenig schräg, geneigt an. Im paläotektonischen Gesamtregime des durch weltweites Rifting geprägten Oberjuras ist ein solches transtensives Stressfeld ohne weiteres plausibel. Es könnte sich darin ein frühes Stadium der sich allmählich steigenden oberjurassischen horizontalen Kompression abbilden.

In der dextralen schrägabschiebenden Bewegung nach Nordosten hin erweist sich überdies eine relative Eintiefung im Nordosten bzw. Norden. Dies steht im Einklang mit der zuvor schon skizzierten paläotektonischen Situation im Oberjura.

Ein weiterer Hinweis auf ein transtensives Bewegungsmuster existiert womöglich im Bereich der Störungszone von Donsieders–Clausen im mittleren Teil der Pfälzer Mulde. Diese große Nordwest–Südost-streichende Querstörungszone liegt im Grenzgebiet der GK25-Blätter 6711 Pirmasens-Nord und 6712 Merzalben. Auskartiert wurde sie von KONRAD (1975) und ROHN & KASSEBEER (2003). Das ältere Blatt Pirmasens-Nord war damals noch ohne eine flächenhafte geometrische Kontrolle mittels einer Schichtlagerungskarte erstellt worden. Bei einer genaueren Betrachtung des dortigen Kartierbefundes fällt folgendes auf. Gerade diejenige Störung mit dem maximalen Vertikalversatz von bis zu 105 m (ROHN & DITTRICH 2003: Strukturkarte) setzt sich jenseits des Blattrandes nach Nordwesten hin kaum mehr fort. Auf Blatt Pirmasens-Nord war sie nur als vermutete Störung und ohne einen in der Geologischen Karte dargestellten Versatz eingetragen worden. Die auskartierte strukturelle Situation ist geometrisch so nicht glaubhaft. Wahrscheinlicher ist es, dass die Störung bogenförmig nach Westen abdreht und dort an der Nachbarstörung abstößt. Es ergäbe sich ein Störungsbogen, der demjenigen im Südosten der Störungszone von Donsieders–Clausen spiegelbildlich entspräche (Abb. 27 oben). Insgesamt würde sich dann das typische Bruchmuster eines sinistralen Pull-apart-Grabens abzeichnen (Abb. 27 unten). Derartige Strukturen entstehen bei dextraler Transtension. Scherung und Extension finden dabei statt. Bei den tektonischen Szenarien bei LETOUZEY (1986; Abb. 3) entspräche dies einem Übergangsstadium zwischen b und c. Die Gesamtstruktur bei Donsieders–Clausen streicht etwa 143° . Demzufolge könnte sie durch eine etwa 108 bis 110° -ausgerichtete Schubspannung hervorgerufen worden sein. Eine solche σ_1 -Orientierung ist wohl am Ende des oberjurassischen Kompressionsereignisses anzunehmen, möglicherweise schon im zeitlichen Grenzbereich Jura/Kreide (Abb. 25).

Noch ist die dortige Pull-apart-Struktur hypothetisch. In der Trier-Luxemburger Bucht konnten zahlreiche Pull-apart-Strukturen rekonstruiert werden, dort stammten sie allerdings aus dem Zeitraum Oligozän-Miozän (DITTRICH 2014b). Die regionale Verteilung dieser transtensiven Gräben hatte aufgezeigt, dass sie sich in den stark gedehnten Randstreifen entlang von alt angelegten Hochgebieten herausbildeten. Die im Pfälzerwald vermutete Struktur liegt in der vergleichsweise mobilen Deckgebirgszone über einer tiefliegenden großen Querstörung (vgl. Kap. 2.2.). Auch hier kann es durch vertikale Relativbewegungen zu einer gewissen Extension gekommen sein. Der heutige südwestwärtige Einfallgradient des Deckgebirges war damals, im Oberjura, noch nicht vorhanden. Stattdessen existierte eine Nordost-Abdachung. Interessant dabei ist, dass sich die Querstörungszone von Donsieders–Clausen über die „Querstörung Ost“ auf Blatt 6611 Hermersberg nach Nordwesten hin bis in das weitere Umfeld des obersten Klingelstals verfolgen lässt (Abb. 7 und 16). Dort liegt die schon beschriebene Messlokalität, an der sich eine zeitweilige Nordost-Neigung eines oberjurassischen Bewegungsablaufes rekonstruieren ließ. Die von ZIEGLER (1999: Plate 13) dargestellte Grenze zwischen einem flacheren und einem tieferen Beckenbereich – Nordwest–Südost-streichend (vgl. auch DITTRICH 2014b: Abb. 90) – lokalisierte sich möglicherweise entlang der alt angelegten Querstörungen im paläozoischen Untergrund (Kap. 2.2.). Auch eine gestaffelte Abstufung daran nach Nordosten hin ist denkbar. Im flexurellen Dehnungsbereich über der tiefliegenden Querstörung bei Donsieders–Clausen könnte dann im Zuge der Scherbeanspruchung eine transtensive

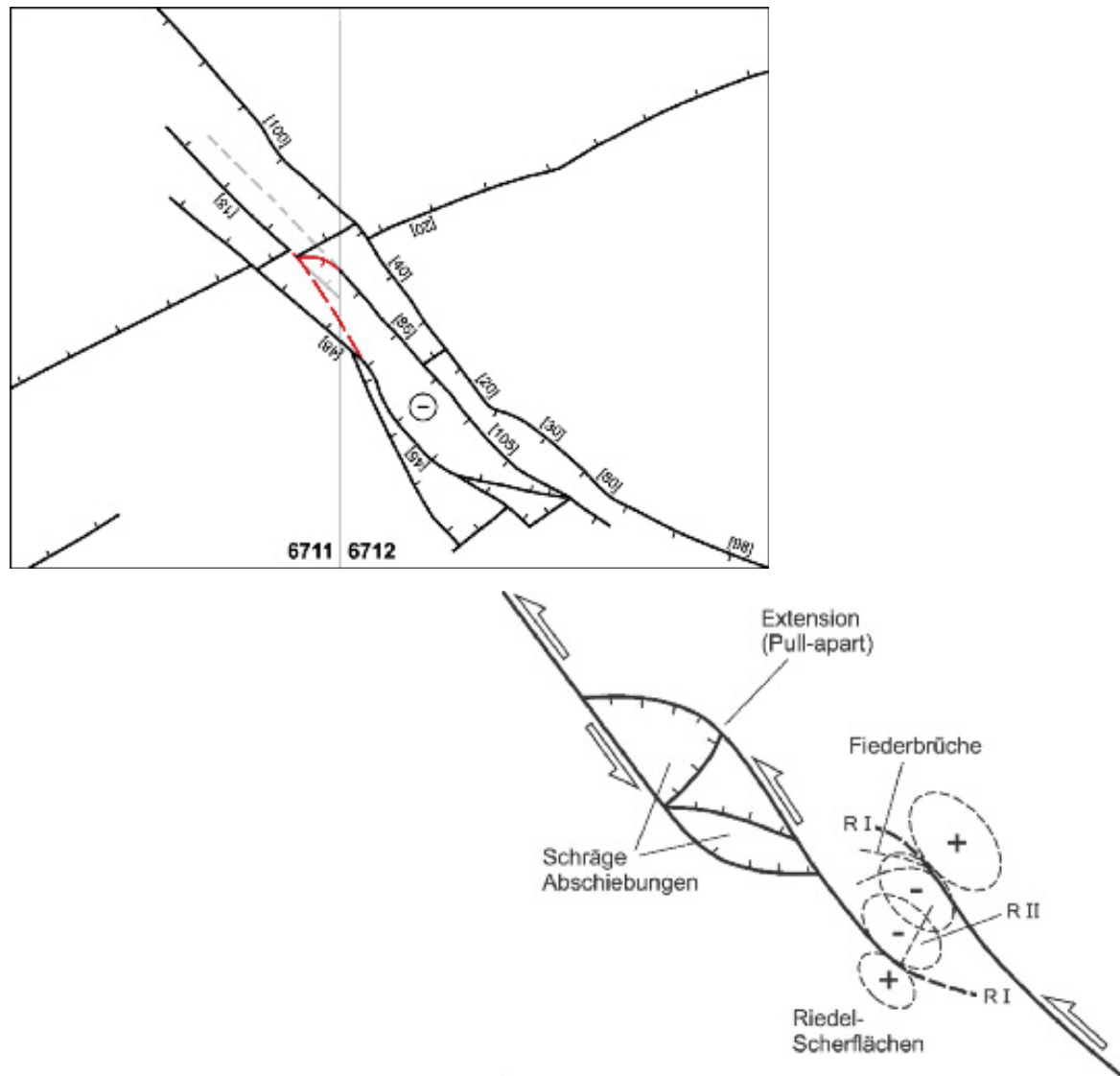


Abb. 27: Oben links: Das Bruchmuster der Störungszone von Donsieders–Clausen. Dargestellt sind die von KONRAD (1975) und ROHN & KASSEBEER (2003) kartierten Bruchlinien, geringfügig modifiziert aufgrund von morphologischen Geländedaten, und die hier angenommenen abweichenden Störungsgeometrien (rot). Unten rechts: Zum Vergleich die Störungsgeometrie bei der allmählichen Entstehung eines sinistralen Pull-apart-Grabens (zeitlich von unten nach oben; nach einer Darstellung von EISBACHER 1996, gespiegelt, rotiert und etwas vereinfacht).

sinistrale Verbindungsstruktur zwischen zwei parallel verlaufenden, en-echelon versetzten Blattverschiebungen entstanden sein.

Auch ein unterkretazisches Deformationsereignis ist anzunehmen. Ein solches ergibt sich aus den Befunden in der Trier-Luxemburger Bucht, in Lothringen, im Bliesgau, im Kraichgau und in der Schwäbisch-Fränkischen Alb.

In allen Gebieten mit anstehenden Karbonaten in der Umgebung des Untersuchungsgebietes wurden Horizontalstylolithen nachgewiesen, deren Zapfen in Nordwest-Südost-Richtung orientiert sind. Im Bliesgau-Muschelkalk ließ sich eine 147°-Richtung einmessen (WAGNER 1967). Etwa 150 km westlich bzw. südwestlich des

Untersuchungsgebietes existieren weitere Hinweise. In der diesbezüglichen Darstellung von WAGNER (1967: Abb. 2) sind in Ost-Frankreich, westlich von Nancy, bis über das Maas-Tal hinweg, neun derartige Streichrichtungen von horizontalen Stylolithenzapfen verzeichnet, ihr Durchschnitt liegt bei 148° . Im Muschelkalk des Kraichgaus sind von F. BUCHNER Horizontalstylolithen eingemessen worden (BUCHNER et al. 1979: Abb. 20). Dabei zeigte sich in der Region östlich und südöstlich der Linie Ludwigshafen–Karlsruhe in zahlreichen Messlokalitäten eine deutliche Dominanz Nordwest-Südost-gerichteter Stylolithenzapfen. Dort bildete sich ein Paläostressfeld ab, dessen größte horizontale Hauptnormalspannung σ_1 etwa 135° verlief. BUCHNER hatte dieses aufgrund der Ausrichtung seinerzeit als junges, postuntermiozänes Stressfeld interpretiert. Die für Drucklösungsvorgänge nötigen Fluidbewegungen finden jedoch nicht in unmittelbarer Nähe der Erdoberfläche statt, sie erfordern eine gewisse Versenkungstiefe (vgl. dazu DITTRICH 2013: Tab. 2; 2014b: Kap. 8.2. und Kap. 8.3.2.). DUNNINGTON (1967) hatte für die Entstehung von Stressfeld-gesteuerten Stylolithen in Karbonatgesteinen eine Entstehungstiefe von 600 bis 900 m veranschlagt, für die Bildung von (normalen) Vertikalstylolithen hielt BATHURST (1975: S. 473) eine Versenkungstiefe von etwas weniger als 100 m für möglich. Ein junges Alter der genannten Drucklösungssäume ist also wenig wahrscheinlich. So war denn auch bei BUCHNER et al. (1979: S. 40, Abb. 21) notiert worden, dass Horizontalstylolith-Suturen mit Nordwest-streichenden Zapfen an solchen mit NNE-streichenden Zapfen absetzen. Daraus kann abgeleitet werden, dass die Nordwest-ausgerichtete Kompression zeitlich vor derjenigen mit NNE-SSW-Einengung stattgefunden hatte. Letztere ist dem oberen Eozän oder sogar der Oberkreide zuzuordnen (Kap. 3., mehr dazu am Ende dieses Kapitels). Späteozäne oder aber oberkretazische Horizontalstylolithen haben also ältere Drucklösungssäume durchsetzt und überlagert, denen demzufolge ein unterkretazisches Alter zukommen könnte.

Ein spätmesozoisches Deformationsereignis ist auch von SCHWARZ (2012) in der Schwäbisch-Fränkischen Alb rekonstruiert worden. Es hat dort zur Entstehung der konjugierten Scherbahnen des stark ausgeprägten „ENE/SE-Bruchsystems“ geführt.

Alle genannten strukturellen Phänomene konnten in der Trier-Luxemburger Bucht verifiziert werden (DITTRICH 2014b; Abb. 25). Dies betraf sowohl Drucklösungsphänomene als auch dextrale und sinistrale Scherflächen. Drei bedeutende dextrale Blattverschiebungen mit Verschiebungsweiten von bis zu 2,4 km sind nachweisbar. Zahlreiche Faltenachsen im triassischen Deckgebirge und vereinzelt noch erhalten gebliebene Riedelscherflächen belegen ein sehr starkes Deformationsereignis. Die nachgewiesene Einengungsrichtung lag zwischen 125 und 144° , bei einer Stressfeld-Rotation im Uhrzeigersinn. Die Strukturen sind meist stark durch verschiedene nachfolgende tektonische Ereignisse überprägt. Dadurch war ein spätmesozoisches Alter abzuleiten. Aufgrund der plattentektonischen Situation im Apt (ZIEGLER 1990, 1999) ist eine unterkretazische Datierung plausibel (DITTRICH 2014b: Abb. 92). Die Alterseinstufungen von SCHWARZ (2012) in der Schwäbisch-Fränkischen Alb können in Übereinstimmung mit den dort beschriebenen Einzelbefunden modifiziert werden (Abb. 25; vgl. dazu auch DITTRICH 2014b: S. 48f.).

Angesichts der weiten Verbreitung unterkretazischer Deformationsmerkmale wäre es unwahrscheinlich, dass dieses sehr starke Einengungsereignis im Pfälzerwald keinerlei Spuren hinterlassen hat. Deren Identifikation wird allerdings dadurch erschwert, dass das damals herrschende Stressfeld in seiner Orientierung dem heute bzw. subrezent wirksamen Beanspruchungsmuster gleicht (Abb. 8 und Kap. 6.). So ist beispielsweise die Datierung der elsässischen Horizontalharnische bei Wasselonne

noch ungewiss. Von BUCHNER (1977) und BUCHNER et al. (1979) sind dort dextrale Bewegungsflächen in Ost-West- bis ESE-WNW-Richtung eingemessen worden (Abb. 11). Die konjugierten sinistralen NNW-SSE-Scherflächen sind ebenfalls vorhanden, allerdings eher untergeordnet. Von der Geometrie her könnte sich dabei um frühkretazische Bildungen handeln. Ein Vorherrschen von dextralen Blattverschiebungen ist für dieses Deformationsereignis (DII) auch in der Trier-Luxemburger Bucht festgestellt worden. Dort war es mit der überregionalen schertektonischen Beanspruchung in Mitteleuropa erklärt worden (DITTRICH 2014b: Kap. 8.2.: Abb. 91 und 92). Während sich die sinistrale Scherung hauptsächlich entlang von großen, sehr weit durchhaltenden Scherzonen im Pariser Becken, in Cornwall und im Kanalgebiet abspielte, fanden im Krustensegment östlich und südöstlich davon vermehrt dextrale Ausgleichsbewegungen statt. Die Nordwest-Südost-Kompression resultierte aus der alpidischen Konvergenzzone des Penninikums im Südwesten. Dieselbe Situation müsste nach den Darstellungen von ZIEGLER (1990, 1999) und KLEY & VOIGT (2008) auch für die Umgebung des Pfälzerwaldes gegolten haben.

Auf Blatt 6611 Hermersberg ist bislang lediglich ein einziger schertektonischer Messpunkt zu nennen, für den eine unterkretazische Einstufung in Frage kommt. Es ist ein Aufschluss im stratigraphischen Grenzbereich Obere Karlstal-Schichten/Obere Felszone (Mittlerer Buntsandstein) am Huberkopf nördlich von Linden (R 34 01 900, H 54 69 630). Dieser ist im November 2014, in Ergänzung zum Wissensstand bei DITTRICH (2014/15), erneut untersucht worden. Neben normalen Klüften tritt dort auch eine horizontale Bewegungsfläche mit WNW-ESE-Streichen auf. Einzelmesswerte daran waren 110° , 115° und zweimal 117° ; die durchschnittliche Richtung liegt also bei 115° . Verwitterte Reste von Quarz-Faserharnischen deuteten auf einen dextralen Bewegungssinn. Innerhalb der Oberen Felszone zeigt sich eine im Dezimeterbereich wellig gebogene Scherfläche. Gut erkennbar ist auch, dass sich diese markante Bewegungsfläche nicht (mehr) in die unterlagernden, deutlich weniger verbandsfesten „Dünnschichten“ fortsetzt. Es handelt sich also um eine alte Bewegung, deren Spuren in weniger abbildungstreuen Gesteinen überprägt und „gelöscht“ worden sind. Dies und die Geometrie der Scherbewegung deuten auf eine unterkretazische Genese. Rein rechnerisch müsste die größte horizontale Hauptnormalspannung σ_1 etwa im Bereich von 150° gelegen haben.

Eine einzelne Scherfläche lässt natürlich allerdings keine fundierte Aussage zur Ausrichtung des damaligen Spannungsfeldes zu. In Abb. 25 ist das unterkretazische Stressfeld nur schwach angedeutet worden. Abweichend von der Darstellung von DII in der Trier-Luxemburger Bucht (Szenario a) ist für den Pfälzerwald lediglich das Szenario b mit Schertektonik verzeichnet. Die Schubspannung (größte horizontale Hauptnormalspannung σ_1) ist in 147° -Richtung verzeichnet worden. Dies ergab sich aus einer Zusammenschau der Ergebnisse im Bliesgau, in Lothringen, im Elsass und auf Blatt Hermersberg. In der Schwäbisch-Fränkischen Alb, im dortigen „ENE/SE-Bruchsystem“ (SCHWARZ 2012), hatten sich sehr unterschiedliche σ_1 -Streichwerte abgezeichnet. Die maximale horizontale Einengung erreichte meist Werte bis 132° . Eine 57° -streichende Falte deutete sogar auf eine Kompressionsrichtung von etwa 145° (vgl. SCHWARZ 2012: Abb. 12). Die tendenziell etwas „steileren“ Richtungswerte in den linksrheinischen Gebieten weichen also nicht allzu sehr von Bekanntem ab. In der Trier-Luxemburger Bucht im Nordwesten war eine bis 144° -streichende Einengungsrichtung rekonstruiert worden.

Das nächste große Einengungsereignis in Mitteleuropa war das der Oberkreide. In Mittel-Deutschland, nordöstlich des Schiefergebirges, ist es dadurch zu einer markan-

ten Inversionstektonik gekommen. In der Trier-Luxemburger Bucht hingegen hat dieses Ereignis keine registrierbaren Deformationsspuren hinterlassen (DITTRICH 2014b). Dies erklärt sich damit, dass sich die oberkretazische alpidische Kollisionsfront stärker auf den Bereich südlich, südöstlich und östlich der Böhmisches Masse konzentrierte. Östlich dieses Massivs fand ein starkes nordwärtiges Vorstoßen der alpinen Kollisionsfront statt (ZIEGLER 1999: Plate 16; KLEY & VOIGT 2008: Fig 4). Der spätmesozoische tektonische Werdegang Südwest- und Nordost-Deutschlands ist in dieser Hinsicht deutlich verschieden. Im Südwesten und Westen ist es nur in geringerem Maße zur Einengung und Schertektonik gekommen. In der Schwäbisch-Fränkischen Alb beschränkten sich Zeugnisse einer solchen Deformation auf den mittleren Süden des Untersuchungsgebietes von SCHWARZ (2012). Nur an drei Stellen entlang der NNW-SSE-streichenden Teck-Störungszone hatte sich ein oberkretazisches Kompressionsereignis durch ansatzweise entwickelte Konfluenzbrüche abgebildet. So konnten dort konjugierte Blattverschiebungen identifiziert werden. SCHWARZ (2012) leitete daraus ein „N/NE-Bruchsystem“ – eigentlich müsste es „NNW/NE-System“ heißen – und eine etwa 28°-streichende Schubspannung ab (Abb. 25). Etwa 25°-streichende Basaltgänge im südlichen Kraichgau, die auf 65 bis 52 Mio a datiert wurden (LIPPOLD et al. 1974), stehen damit wohl genetisch im Zusammenhang. Die Laven könnten allerdings auch an Tiefenspalten aufgestiegen sein, die ursprünglich durch die oberkretazische Schubspannung entstanden waren, und wenig später dann im Deckgebirge als etwas jüngere Entlastungsbrüche in Richtung σ_3 aufbrachen (Szenario c in Abb. 3).

Ein altpaläozäner Vulkanitgang ist auch aus dem Elsass bekannt (NEHLIG 2014). Es ist der Grand Valtin in den Vogesen. Er ist auf 61 Mio a datiert worden.

SCHWARZ (2012) legte dar, dass die Aktivität des „N/NE-Bruchsystems“ im Zeitraum von Oberkreide bis Paläozän anzusiedeln sei. Dies entspricht den Darstellungen von KLEY & VOIGT (2008: Fig. 3 und 4). Dort ist für Mitteleuropa von einer NNE-SSW-orientierten Kompression ausgegangen worden, die sowohl in der Oberkreide (Beginn: vor etwa 88 Mio a), als auch im Paläozän herrschte. Grund dafür war eine Nordost-gerichtete Konvergenz der Afrikanischen Platte gegenüber Osteuropa. Dies war der Grund dafür, dass die Einengung in den Pyrenäen nicht erst im Grenzbereich Eo-/Oligozän einsetzte („pyrénéo-provençalische“ Deformation, Kap. 3.), sondern schon – in gleicher Orientierung – in der Oberkreide. Eine pyrenäische Konvergenz mit Deckenüberschiebungen ist auch von DÉZES et al. (2004: Fig. 5A) in einer paläotektonischen Karte des späten Paläozäns abgebildet worden. Südlich des heutigen Oberrheingrabens, auf nordschweizerischem Gebiet, ist dort ebenfalls eine große, WNW-ESE-streichende Antiklinalstruktur verzeichnet. Die Annahme einer gewissen NNE-SSW-orientierten Einengung im Grenzbereich Meso-/Känozoikum ist für das pfälzische Untersuchungsgebiet also plausibel.

Als zusätzliches Argument sind von SCHWARZ (2012) einige der bei BUCHNER (1978) dokumentierten Horizontalstylolithen angeführt worden. Diese seien zeitgleich mit dem „N/NE-System“ entstanden. Eine andere Möglichkeit wäre jedoch, dass es sich bei den NNE-SSW-streichenden Zapfen von Horizontalstylolithen, die am Ostrand des Oberrheingrabens östlich und südöstlich von Ludwigshafen auftreten, um späteozäne Druckspannungsindizien handelt (Kap. 3.). Ihre Entstehung stünde dann in Zusammenhang mit dem Einbruch des südlichen Oberrheingrabens (ILLIES 1974: Abb. 2 und 4; Abb. 8).

In gleicher Weise unklar erwies sich zunächst die Bewertung einer 25 bis 30°-streichenden Störungslinierung im westlichen Pfälzerwald (Westrich). Es ist die schon erwähnte Grabenzone von Contwig (Kap. 3.). Nach neueren Kartierergebnissen

(DITTRICH 2014/15) findet sie auf Blatt 6611 Hermersberg, bei Gerhardsbrunn, ihre streichende Fortsetzung (Störungen Nr. 3 und 4 in Abb. 7; Abb. 16). Nordwestlich Contwig streicht sie 25° , bei Gerhardsbrunn etwa 30° . Als Extensionsstruktur passt sie sowohl zur oberkretazisch-paläozänen, als auch zur eo-/oligozänen Dehnungsrichtung (Abb. 8 und 25).

Ein wesentlicher Hinweis darauf, dass es sich – zumindest im Süden – um eine alte, spätkretazische Struktur handelt, lässt sich aus dem Kartenbild im Nordost-Teil von Blatt 6710 Zweibrücken ableiten (KONRAD 1983; Abb. 16). Dort zeigt sich, dass ein präexistierender Graben entlang einer etwa 125 bis 130° -streichenden Blattverschiebung dextral versetzt wurde. Die Verschiebungsweite bemisst sich etwa auf 700 m (im Süden) bzw. 500 m (im Norden). Nach der Gesamtgeometrie müsste es sich um ein früh-eozänes Schereignis gehandelt haben, eine zugrunde liegende Schubspannung (σ_1) von etwas mehr als 160° ist abzuleiten (Kap. 3.). Auch die großen Verschiebungsweiten passen dazu. Zwei später entstandene Nachbrüche überspannen die alte Scherfuge. Diese entstammen nachfolgenden Dehnungsbeanspruchungen (Eo-/Oligozän und Unteroligozän) und unterstreichen so das eozäne Alter der Dextralverschiebung. Ein zweiter, schwächerer dextraler Versatz der Grabenstruktur zeigt sich südwestlich von Contwig. Auch er ist sekundär überprägt und dadurch strukturell undeutlich geworden. Die Scherbahn erstreckt sich im heutigen Tal des Schwarzbachs. Zur Zeit des unteren Eozäns muss die zweifach versetzte Grabenzone von Contwig – zumindest als strukturelle Lineation – also schon vorhanden gewesen sein. Die Entstehung dieser NNE-SSW-streichenden Bruchzone geht wohl auf ein spätesozoi-sches Kompressionsereignis zurück.

8. Zeitlicher Ablauf der Deformationsgeschichte

Die Sedimentationsgeschichte des späteren Deckgebirges, zu oberpermisch-untertriassischer Zeit, war schon durch schwache synsedimentäre Relativbewegungen beeinflusst worden. Damals hatten sich Schollengrenzen des unterlagernden variskischen Sockels durch geringe Vertikalbewegungen bemerkbar gemacht. Sowohl erzgebirgisch (WSW-ENE) als auch herzynisch (Nordwest-Südost) streichende Strukturelemente waren zeitweilig mobil gewesen (Kap. 2.1. und 2.2.). Sie gehören zum vorgegebenen strukturellen Inventar des Grundgebirges. Bei postsedimentären Beanspruchungen durch angreifende Stressfelder konnten solche Lineamente dann weit aus stärker remobilisiert werden und sich dabei in das auflagernde Deckgebirge durchpausen.

Eine erste Phase der Dehnung, in NNW-SSE-Richtung, vollzog sich wohl im Mittleren Jura. Sie führte zum Wieder-Aufreißen von erzgebirgisch streichenden Sockelfugen. Bei Forst konnte es nachfolgend (im unteren Eozän) zum Lavenaufstieg an einer solchen Förderspalte kommen. Generell wurde das Deckgebirge in erzgebirgisch ausgerichtete Hoch- und Tiefschollen zerlegt. Diese beeinflussten dann das hydrogeologische Geschehen im (Spätmesozoikum und) Alttertiär. Durch die intensiven Verwitterungsprozesse im damaligen (sub-)tropischen Klima kam es in den stark Grundwasser-durchströmten Tiefschollen zu Quarzverwitterung und zur Ausbildung eines Sandstein-Karsts (Röhrenhöhlen; vgl. dazu DITTRICH 2014a und in Vorb.). Im Zentralbereich der heutigen Pfälzer Mulde wurde im Mitteljura die alt angelegte Hochstruktur zwischen der zwischen der Nördlichen und der Südlichen Pfälzer Teilsenke strukturell erneut betont. Als schwach akzentuierte Schwellenzone war diese schon im Zechstein und (mittleren) Buntsandstein wirksam gewesen (LGB 2005). Im heutigen Kartenbild wird sie durch die lang gestreckte Verwerfungslinie Hornbach-Nünsch-

weiler–Donsieders an ihrer Nordseite nachgezeichnet (Abb. 16). Auch viele andere, kleinere, erzgebirgisch streichende Bruchlinien sind damals im Deckgebirge angelegt worden.

Im Oberen Jura kam es dann zu Ost-West-Einengung (Kap. 7.). Es resultierte das erste postsedimentäre Kompressionsereignis. Die starke Schubspannung ermöglichte die Remobilisierung der im Grundgebirgssockel existierenden herzynischen Querstörungen. Sie fungierten als sinistrale Blattverschiebungen (Tab. 1). Entsprechende Scherflächen durchsetzten das dort überlagernde Deckgebirge. Dies führte zur strukturellen Vorzeichnung der zahlreichen Querstörungsbündel, die das heutige Kartenbild der Pfälzer Mulde prägen (Abb. 4, 6, 16). Die konjugierten dextralen Bewegungsflächen verliefen in Nordost-Südwest-Richtung. Auch sekundäre Scherflächen (Riedelflächen) legten sich an. Ihrem Alter gemäß treten oberjurassische Deformationsspuren oftmals strukturell stark überprägt oder deutlich verwittert in Erscheinung (Kap. 7.). Im Bereich der Querstörungszone von Donsieders–Clausen (Abb. 4 und 27 oben links) konnte es wohl im Spätstadium der oberjurassischen Deformation zur Herausbildung einer Pull-apart-Struktur kommen. Als Verbindungsstruktur in einem Bereich sinistraler Transtension belegt sie eine gewisse Extensionskomponente im Ablauf der Gesamtbewegung (Übergangsstadium der tektonischen Szenarien b und c in Abb. 3). Auch zuvor scheint es im zeitlichen Verlauf dieser Deformation schon zu Absenkung im Norden und Nordosten gekommen zu sein. Dies wird durch schwach geneigte schrägabschiebende Lineare einiger dextraler Scherflächen angezeigt. Mit der paläotektonischen Situation im Oberjura steht dies im Einklang.

In der Unterkreide, im Apt, setzte eine Südost-Nordwest orientierte Schubspannung an. Die resultierenden Einengungsmerkmale sind nicht leicht von denjenigen der gleichartig ausgerichteten subrezentenen Beanspruchung zu unterscheiden. NNW- und Ost- bis ESE- streichende Scherflächen entstanden (Abb. 25). Im westlichen Pfälzerwald, auf Blatt 6611 Hermersberg, ist eine dextrale Scherbahn in 115°-Richtung nachgewiesen, deren strukturelle Überprägung ein hohes Alter beweist. Weitere sicher zuzuordnende Beobachtungen liegen (noch) nicht vor.

Die in Mittel-Deutschland, östlich des Schiefergebirges, so bedeutsame oberkretazische Kompression in SSW-NNE-Richtung (etwa 25 bis 30°) spielte in linksrheinischen Gebieten kaum eine Rolle. Dies ist der nordostwärtigen Stoßrichtung der afrikanisch-europäischen Plattenkonvergenz zuzuschreiben (Kap. 7.). Im pfälzischen Deckgebirge legten sich damals lediglich 25 bis 30°-streichende Bruchlinien an, die eine seitliche Druckentlastung (Extension) anzeigen. Diese Brüche stellten dann latente Schwächezonen im Gebirgskörper dar. Bei späteren Deformationsereignissen wurden sie dann horizontaltektonisch versetzt und schließlich noch stärker vertikaltektonisch betont (Grabenzone von Contwig).

Im frühen Eozän vollzog sich dann die stärkste horizontaltektonische Deformation im Pfälzerwald. Diese stellte eine Auswirkung der alpinen Konvergenz im Süden dar. Das angreifende Stressfeld rotierte langsam im Uhrzeigersinn (Abb. 8). Die maximale Kompression verlief zunächst in NNW-SSE- und dann in Nord-Süd-Richtung (Tab. 1). Parallel dazu brachen einige Dehnungsfugen auf. Durch die Scherspannungen wurden die strukturellen Anisotropieflächen der Nordwest-Südost-verlaufenden Querstörungen erneut reaktiviert. An ihnen fanden nunmehr dextrale Horizontalverschiebungen statt. Dabei kam es wohl auch zu inversen Rückverschiebungen, bei denen die älteren oberjurassischen Sinistralversätze teilweise kompensiert wurden (Kap. 3.). Die konjugierten 40 bis 45°-Scherflächen sind möglicherweise erst durch die eozänen sinistralen Scherspannungen im Deckgebirgskörper neu angelegt worden. Das dabei flächenhaft

Tab. 1: Charakterisierung der nacheinanderfolgenden Deformationsereignisse in Süd-Deutschland, beiderseits des Rheins und in den französischen Nachbargebieten.

Zeit- raum	Kompressions- richtung	dextrale Scherung	sinistrale Scherung	Bemerkungen	
jm	—	—	—	Extension in 170°-Richtung, Aktivierung der erzgeb. str. Sockelstörungen	
jo	HE: 84-93° (77-101°) WH: 85-90° SFA: 80°, KG: E-W bis ESE-WNW	HE: 58° (49-63°) (RSch, Ng) WH: 50-55°	HE: 112-136° (Ng)	Aktivierung der Querstörungen; spät, lokal: transtensives Regime (P.-a.-Gr.)	
kru	HE: 147° (150°?) BG: 147°, VL: 148° KG: 135°, SFA: NE-SW	HE: 115° (110-117°) WH: E-W bis ESE-WNW	HE: — (WH: NNW-SSE)	—	
kro – Paläozän	SFA: 28°, KG: 25° südl. ORG: NNE-SSW	SFA: NNW-SSE	SFA: NE-SW	im Westen keine Scherung belegt (ggfs. nur WNW-ESE-Extension)	
Früheozän	Unter- eozän	PfW: 161-170° WH: 170° VL: 167°	PfW: 126-135° (RSch?) WH: 134°	HE: 32-33°? WH: 25°	—
	(früh-) Mittel- eozän	PfW: 175°-10° WH: 3-7° VL: 173°	PfW: 135-155° (HE: 145-155°?, Bf) WH: 149°	PfW: 40-45° (RSch?) WH: 40° (38-42°)	Verschiebungsweiten bis 1,7 km
Ober- eozän	PfW: NNE-SSW ORG: 25° WH: 20-26° KG: NNE-SSW	PfW: — WH: 160-171°	PfW: — WH: 55-60°	—	
Ober- oligozän	PfW: SW-NE VL: 38°	HE: 170°-15°? (Bf), 10-16° (Hbm) PfW: N-S bis NNE-SSW (RSch)	HE: 60-78°? (Hbm), 90° (Ng) PfW: WSW-ENE S-ORG: 63-74°	Unteroligozän: z. T. Schrägverschiebungen mit E-Absenkung, starke WNW-ENE-Dehnung [ORG, W-PfW, PB]	
Mittel- mlozän	PfW: 170° (165-175°)	HE: 133-136°? (130-142°, Bf)	PfW: 20-25° WH: 25°	nachfolgend starke WSW-ENE-Dehnung, bei Absenkung im SW	
Oberplio- Pleist- Holozän	HE: 130° (110-150°) S-PfW: 123-149° S- + E-ORG: 143° N-ORG: 135-143°	HE: 119-115°? (Bf) S-PfW: 89-101°? E-ORG: E-W WH: E-W bis ESE-WNW	S-PfW: 162-173°? WH: NNW-SSE bis N-S	Verfaltung an Störungen (Anpressung) + (schräge) Aufschiebungen [HaR]; SW-NE-Dehnung + relative Absenkung im SW	
<p>Abkürzungen: HE = Blatt 6611 Hermersberg, PfW = Pfälzerwald, WH = Wasselonner Horst/Elsass, SFA = Schwäbisch-Fränkische Alb, ORG = Oberrheingraben, KG = Kraichgau, BG = Bliesgau, VL = Vogesenumrandung/Lothringen, PB = Pariser Becken, HaR = Haardtrand, Hbm = Horbachermühle, Bf = Biesterfels; RSch = Riedelscherflächen, Ng = geneigte Scherlineare, P.-a.-Gr. = Pull-apart-Graben</p>					

entstandene Scherbruchsystem ist im heutigen Störungsmuster des Pfälzerwaldes nur deshalb heute noch gut erkennbar, weil es im weiteren Verlauf der Erdgeschichte durch jüngere Abschiebungen überprägt, betont und konserviert worden ist.

Das Ausmaß der Horizontaltektonik war erheblich. Sinistrale Verschiebungsweiten von 1,7 km im Westen (bei Wallhalben) und 1,45 km im Osten (Elmsteiner Störungssystem) bilden sich ab. Die Quantifizierung von Dextralverschiebungen ist wegen der oben genannten Überlagerung von oberjurassischen Relativbewegungen im Bereich Donsieders–Clausen schwieriger. In der Grabenzone von Contwig (Abb. 16) sind jedenfalls dextrale Versätze von 500 m (im Nordosten) und 700 m (im Südwesten) wahrscheinlich. Die lang gestreckte erzgebirgische Störungslination im Zentralteil der Pfälzer Mulde wurde bei Petersberg um etwa 500 m versetzt. Ein jüngerer (wahrscheinlich oberoligozäner) Nachbruch überbrückte dann diesen Dextralversatz und stellte so die Gesamtlineation dieser Großabschiebung wieder her (Abb. 16: Blatt 6711). Die markanten Verschiebungsweiten und auch die vereinzelt nachvollziehbare Herausbildung von sekundären Scherflächen (Riedelflächen) zeigt die Stärke dieses alpidischen Deformationseignisses. Im Nordost-Teil von Blatt 6711 Zweibrücken könnte sich abzeichnen, dass die beiden Horizontalbewegungen – die dextrale und die sinistrale – konjugiert und mehr oder weniger gleichalt sind. Die sinistrale Scherbahn, die von Blatt 6611 Hermersberg heranzieht, läuft im Bereich der dextralen Verschiebungsbahn aus. Auch die ähnliche Dimension der ermittelten dextralen und sinistralen Verschiebungsweiten stützt die Zugehörigkeit zum gleichen, früheozänen Deformationseignisse. Die heute zu ermittelnden dextralen Versätze sind wohl teilweise um die der zuvor abgelaufenen sinistralen Verschiebungen zu korrigieren, die Beträge der eozänen Verschiebungsweiten erhöhen sich dadurch.

Im elsässischen Zaberner Bruchfeld (Wasselonner Horst) war eine mehr oder weniger gleichzeitige Genese einer 25°-streichenden Sinistralverschiebung (Wackenthal-Verschiebung) und einer dextralen 134°-Scherbahn angenommen worden (F. BUCHNER in BUCHNER et al. 1979). Aus diesen beiden Richtungen, die zueinander einen nahezu idealen 71°-Winkel einnehmen, lässt sich eine Kompressionsrichtung (maximale horizontale Hauptnormalspannung σ_1) von 170° ableiten. Es ist dies das früheozäne Einengungseignisse (Abb. 8). Ein solches hat sich auch in der Schwäbisch-Fränkischen Alb und in der Trier-Bitburger Bucht deutlich nachweisen lassen. Damals wurden vor allem die „flacher“ streichenden (etwa 130 bis 145°) Abschnitte der Querstörungen im unterlagernden Sockel mobilisiert. Im Deckgebirge darüber bildeten sich dementsprechende Scharen von Scherflächen heraus. Die dextralen Scherbewegungen konnten sich Flächen (invers) zunutze machen, die schon im Oberjura angelegt worden waren.

Bei der etwas später dann stattfindenden früh-mittelozyänen Haupt-Deformation wirkte eine etwa Nord-Süd-orientierte Schubspannung ein. Das alpidische Stressfeld hatte sich ein wenig im Uhrzeigersinn gedreht (Abb. 8). Nun setzte die dextrale Scherspannung eher an „steiler“ streichenden Abschnitten der Querstörungen im Untergrund an. Gleichzeitig entstand das schon erwähnte 40 bis 45°-System sinistraler Scherflächen im Deckgebirge.

Die mittelozyäne Nord-Süd-Schubspannung führte auch zur Bildung von Nord-Süd-orientierten Entlastungsbrüchen. Im Nahbereich des Oberrheingrabens standen dafür sicher auch entsprechende Sockelstörungen zur Verfügung. Zu nennenswerter Extension kam es damals jedoch noch nicht. Allerdings stellten die aufgerissenen Dehnungsbrüche im Deckgebirge dann eine Flächenschar dar, an denen spätere Stressfelder ansetzen konnten.

Ein weiteres Kompressionsereignis vollzog sich im späten Eozän. Es war eine neue, anders ansetzende Deformation. Die nun einwirkende NNE-SSW-Kompression, die die Taphrogenese im Oberrheingebiet einleitete, stellte von ihrer Ausrichtung her eine Wiederholung des linksrheinisch nur schwach ausgeprägten oberkretazisch-paläozänen Spannungsfeldes dar (vgl. Kap. 7.). Nun spielte allerdings die WNW-ESE-Extension eine weitaus deutlichere Rolle. Im westlichen Pfälzerwald wurde dabei die Bruchchar im Bereich der Grabenzone von Canach abschiebend überprägt. Diese Entwicklung setzte sich dann auch noch im Unteroligozän fort. Erst jetzt bildete sich der Charakter einer (zuvor schon) seitlich versetzten und dadurch in mehrere Teilstücke zerlegten Grabenstruktur heraus. Einzelne Dehnungsbrüche – teilweise in Verlängerung existierender Abschiebungen – überspannten die älteren Scherbahnen.

Im Unteroligozän verstärkte sich die Extension. Im Vergleich zum Oberrheingraben (ILLIES 1974, SCHUMACHER 2002) und zum Pariser Becken (vgl. dazu DITTRICH 2014b; Kap. 4.) hatte dieses Dehnungsereignis hier jedoch eher untergeordnete Bedeutung.

Die nächste wesentliche Etappe der strukturellen Entwicklung des Pfälzerwaldes war das kompressive Deformationsereignis im Oberen Oligozän. Seinen Ursprung hatte es in der pyrenäisch-provençalischen Konvergenzzone im Südwesten. Für die ansetzenden Scherspannungen standen im paläozoischen Sockel der Pfalz in gewissem Umfang bereits Reaktionsflächen zur Verfügung. Die sinistrale Scherbeanspruchung (Abb. 8) konnte an erzgebirgisch streichenden Bruchlinien ansetzen. Zum Teil waren diese bereits während der oberjurassischen Deformation bewegt worden, damals allerdings mit dextralem Verschiebungssinn. Sie wurden nun invers reaktiviert. Zusätzlich entstanden neue Scherflächen, mit einem etwas mehr Ost-West-tendierenden, „flacheren“ Streichen. Die konjugierten dextralen Horizontalbewegungen fanden an rheinischen Bruchlinien statt. Nach ILLIES (1962) war eine solche Bruchrichtung, aus der dann auch die Rahmenlineationen des Oberrheingrabens entstanden, dort bereits im paläozoischen Grundgebirge vorgeprägt gewesen. Er bezeichnete den Rheingraben als eine „saxonische Rejuvenation einer variszischen Scherzone“. Auf rechtsrheinischer Seite, im Nordschwarzwald, war ein damaliger sinistraler Bewegungssinn nachweisbar. Im Grundgebirge bei Albersweiler, linksrheinisch also, ermittelte dann (STELLRECHT 1971) rheinisch streichende alte sinistrale Blattverschiebungen. Ins Deckgebirge des inneren Pfälzerwaldes haben sich diese tiefliegenden rheinischen Bruchfugen möglicherweise erst durch die Schertektonik des oberen Oligozäns durchgepaust.

Oberoligozäne Horizontalbewegungen haben sich im Elmsteiner Störungssystem und auf Blatt 6611 Hermersberg nachweisen lassen. Die Messlokationen im Westen liegen im Bereich der Horbacher Mühle im Queidersbach-Tal und am Biesterfels im Wallhalbe-Tal.

Die im Pfälzerwald bisher festgestellten oberoligozänen Bewegungen passen sich in das überregionale Beanspruchungsmuster im süddeutsch-ostfranzösisch-luxemburgischen Gesamtgebiet gut ein (Abb. 17). Die Datenbasis ist hier jedoch noch relativ gering. Eine mikrotektonische „Mylonitisierung“ und die Anlage von sekundären Scherflächen (Riedelscherflächen, Kap. 4.) belegt zwar die Intensität der dextralen Scherspannung, nennenswerte Verschiebungsweiten konnten jedoch in Ermangelung von Bezugspunkten bislang nicht nachgewiesen werden. Insofern existiert wohl ein quantitativer Unterschied zwischen dem pfälzischen Untersuchungsgebiet einerseits und dem Pariser Becken im Westen und dem südlichen Oberrhein im Osten und Südosten andererseits, wo es jeweils zu Kilometer-weiten Seitenverschiebungen gekommen ist (SCHUMACHER 2002, DITTRICH 2014b). Der Grund für diese geringere horizon-

taltektonische Mobilisierung des Pfälzerwaldes war möglicherweise eine geringere Verfügbarkeit an Nord-Süd- bis NNE-SSW-streichenden Sockelstörungen. Die angreifenden Scherspannungen konnten deshalb wohl keine stärkere mechanische Durchbewegung mit größeren Verschiebungsweiten erzielen. In der östlichen Trier-Luxemburger Bucht als Teil der Eifeler Nord-Süd-Zone und im Bereich des Oberrheingrabens (im weiteren Sinne) haben geeignete Strukturlinien in großer Zahl für eine mechanische (Re-)Aktivierung zur Verfügung gestanden.

Phasenweise und vor allem dann am Ende der oberoligozänen Gesamtdeformation verstärkte sich die Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung. In den zahlreich nachgewiesenen Schrägabschiebungen dokumentiert sich eine gewisse Absenkung des Oberrheingebietes. Zur Ausbildung von Pull-apart-Gräben, wie es für das oberoligozäne Deformationsgeschehen in der Trier-Luxemburger Bucht bezeichnend war, kam es im starreren Krustenbereich des Pfälzerwaldes nicht. Die oberoligozäne Dehnungsbeanspruchung bewirkte aber, dass das alte eozäne sinistrale Scherbruchsystem in 40 bis 45°-Richtung vertikaltektonisch überprägt wurde. Sowohl Nordwest- als auch Südost-absetzende Extensionsbrüche durchsetzten die zuvor durch Scherung entstandenen Zerrüttungszonen.

Zu einem bestimmten Zeitpunkt innerhalb der meso-känozoischen Deformationsgeschichte war dann der Zustand erreicht, dass alle wesentlichen Bruchrichtungen der 360°-(bzw. 180°-)Richtungsrose im Deckgebirge strukturell vorhanden waren. Bei Dehnung oder Scherbeanspruchung hatten sie sich aus dem paläozoischen Sockel in die Deckgebirgshaut durchgepaust oder waren darin neu gebildet worden. Nachfolgend standen sie dann für neu angreifende Stressfelder als Reaktionsflächen zur Verfügung. Damit war dann eine gewisse strukturelle Reife des Deckgebirgskörpers erreicht. Bereits BURTMAN (1979) hatte betont, dass das Vorhandensein eines „gesättigten, stationären Bruchnetzes“ für jeden älteren Kontinent charakteristisch sei. Dort sei dann auch bei einem Wechsel des angreifenden Spannungsfeldes keine wesentliche Änderung des strukturellen Inventars mehr zu erwarten. Stattdessen würde es nur noch zu einer Änderung der Verschiebungsrichtungen an den schon vorgegebenen Bruchflächen kommen.

Im Pfälzerwald war dieser Zustand einer weit fortgeschrittenen strukturellen Reife wohl nach dem Abschluss der oberoligozänen Deformation erreicht. Alle wesentlichen Bruchrichtungen waren nun mehr oder weniger stark im mesozoischen Deckgebirge vorhanden. Das Bruchnetz war nun tendenziell gesättigt. Die Deformationsereignisse im Mittelmiozän und im Plio-Pleisto-Holozän konnten sich dann weitgehend auf präexistierenden Bruchflächen abspielen. Ältere Scherflächen konnten gleichsinnig oder aber gegensinnig wiederbewegt werden. Dabei wurden dann auch nicht-optimal gelegene Scherflächen etwas schrägverschiebend reaktiviert; der ideale 70°-Winkel der konjugierten Bewegungsflächen war nicht unbedingt realisiert.

Das mittelmiozäne Kompressionsereignis wiederholte – in schwächerer Form – die Deformation des unteren Eozäns. Erneut setzt eine NNW-SSE-Schubspannung an, die maximale Scherspannungen lagen nun etwa bei 25° (sinistral) und bei 135° (dextral). Einzelflächen des älteren schertektonischen Ereignisses konnten dabei reaktiviert und erneut ausgeprägt werden. Dadurch treten sie heute noch in Erscheinung, auch in wenig verbandsfesten Abfolgen. Entsprechende Reaktivierungen ließen sich auf Blatt 6611 Hermersberg, im Elsass (Wasselonner Horst) und im südlichen Pfälzerwald (Blatt 6713 Annweiler) nachweisen oder zumindest wahrscheinlich machen. Wichtiger als die (schwache) Scherbeanspruchung dieser Deformation war dann allerdings die mittel- bis obermiozäne Extension in WSW-ENE-Richtung, die im weiteren Verlauf

mehr auf Südwest-Nordost drehte. Diese hat vielfältige Abschiebungen hinterlassen. Im Ostteil des Pfälzerwaldes sind spätmiozäne Dehnungsspalten von Eisenerz-Auscheidungen erfüllt, am Haardtrand bei Forst könnten zu dieser Zeit auch Tuffit-verfüllte Spalten entstanden sein (Kap. 5.). Eine Tendenz zur stärkeren Absenkung im Südwesten ist dabei erkennbar.

Das jüngste, oberplio-pleisto-holozäne Spannungsfeld entspricht in seiner Ausrichtung demjenigen der Unterkreide (Abb. 8 und 25). Am Haardtrand im Osten ist es weitaus stärker ausgeprägt als im inneren Pfälzerwald. Nicht nur Schertektonik (Szenario b, Abb. 3), sondern auch Faltung und Aufschiebungs- bzw. Schrägaufschiebungstektonik sind dort dokumentiert (Szenario a). Die nur vereinzelt auftretenden Falten bildeten sich vor allem durch sekundäre Anpressungen an präexistierenden großen Störungsflächen in der Randzone des Oberrheingrabens. Vergleichbare Strukturen sind aus der Trier-Luxemburger Bucht bekannt (DITTRICH 2011: Kap. 4.1. und 4.2.7.; DITTRICH 2012: Kap. 6.1.). Die nun mobilisierten Bewegungsflächen waren im strukturellen Inventar des Deckgebirges schon vorgegeben. Es handelte sich um reaktivierte erzgebirgisch streichende Lineamente und um rheinische Bruchlinien. Hinzu kamen wohl Scherflächen, die schon in der Unterkreide angelegt worden waren. Der dahingehende Wissensstand ist noch sehr gering. Die alt angelegten erzgebirgischen Strukturlinien wurden bzw. werden wohl mit einer zusätzlichen Vertikalkomponente dextral bewegt – lokal könnte es auch zu einer schrägen Invertierung oberoligozäner Sinistralbewegungsbahnen gekommen sein. Die rheinischen Störungen könnten als sinistrale Schrägaufschiebungen fungieren (Kap. 6.).

Im Pfälzerwald beschränken sich die Beobachtungen auf (mögliche) Scher- und vor allem auf Dehnungstektonik. Eine potenzielle subrezente 110 bis 115°-Scherflächenschar am Biesterfels bei Wallhaben könnte eventuell auf eine reaktivierte unterkretazische dextrale Scherbahn zurückgehen; hier sind noch weitere Untersuchungen erforderlich. Nordwest-Südost-verlaufende Extensionsbrüche des jüngsten Deformationsereignisses treten eher häufig auf. Oft handelt es sich um aufgerissene und abschiebend überprägte früheozäne dextrale Scherbrüche. Diese jungen Abschiebungen sind noch von extensiven Schrägklüften begleitet und stoßen seitlich an älteren Bruchlinien ab. In besonderem Maße sind auch die im paläozoischen Sockel vorgegebenen alten Querstörungen vertikaltektonisch bewegt und dadurch betont worden. An ihnen vollzieht sich heute eine generelle Absenkung nach Südwesten hin. Sie steht im Zusammenhang mit der känozoischen Anhebung des Rheinischen Schildes und der Absenkung des Pariser Beckens. Die übergeordnete neogene Südwest-Neigung des Deckgebirges hat auch die alte Hochstruktur zwischen einer nordwestlichen und einer südöstlichen Pfälzer Teilsenke im heutigen Kartenbild nahezu unkenntlich werden lassen. Sie bewirkte, dass die alte Beckenachse entlang der Linie Zweibrücken–Bad Dürkheim maskiert wird durch die heutige Muldenachse entlang der Linie Zweibrücken–Grünstadt.

Für die zuvor beschriebenen meso-känozoischen Stressfelder stellten die steil stehenden herzynischen Querstörungen im tieferen Untergrund potenzielle Angriffsflächen dar. An ihnen konnten unterschiedliche Scher- oder Zugspannungen ansetzen. Bei vertikaltektonischen Reaktivierungen wich die in höhere Gebirgsstockwerke durchgepauste oberflächliche „Spur“ dieser Lineamente ein wenig zur Seite hin ab, bedingt durch die mechanisch vorgegebene Neigung von neu gebildeten Abschiebungsflächen. Schräge, wahrscheinlich etwa 70 bis 80°-geneigte Flächen durchsetzten das dortige Deckgebirge. Wenn bei nacheinander folgenden vertikalen Reaktivierungen die Absenkungsrichtung gegensinnig wechselte, so wurde dadurch im höheren

Gebirgsstockwerk eine relativ breite Bruchzone aufgespannt, die nun insgesamt die „Spur“ der unterlagernden Querstörung darstellt. Breite Querstörungszonen entstanden dadurch als überdurchschnittlich stark bruchtektonisch beanspruchte Krustenstreifen. Diese Zonen waren vergleichsweise mobil und konnten auf angreifende Stressfelder leichter und deutlicher reagieren als andere, starrere Bereiche des pfälzischen Deckgebirges. Dementsprechend haben diese Querstörungszonen ein hohes Abbildungspotential für horizontale tektonische Deformationsereignisse. Kommen gute Aufschlussbedingungen hinzu, wie etwa in den Tälern der Wallhalbe und ihrer Zuflüsse in der „Querstörungzone West“ auf Blatt 6611 Hermersberg, so bestehen dort sehr gute Voraussetzungen zur Rekonstruktion der komplexen Deformationsgeschichte. Wichtig dafür war wohl auch der Wechsel von der generellen paläogeographischen Nordost-Abdachung im Oberjura (Kap. 7.) zur West- und Südwest-Absenkung im Oligo-, Mio- und Plio-Pleisto-Holozän. Durch diesen Wechsel konnten sich im pfälzischen Deckgebirge diagnostisch wichtige Krustenstreifen herausbilden.

Eine dieser Querstörungszonen ist die der Störungzone von Donsieders–Clausen (SDC in Abb. 16). Sie bildet die „Spur“ der Potzberg-Störung im Untergrund (Pozberg fault bei STOLLHOFEN 1998). Im Oberjura ist sie wahrscheinlich sinistral bewegt worden. Dabei spaltete sich die Gesamtverschiebung auf mehrere parallel verlaufende (en echelon versetzte) Blattverschiebungen auf. Dazwischen konnte es wohl bei transtensivem Regime zur Anlage einer Pull-apart-Struktur kommen, die zwei dieser Blattverschiebungen verband (Abb. 27). Flexurelle Zerrung im Deckgebirge über einer schwach abgesetzten Querstörungs-Bruchstufe im Untergrund kann dabei eine Rolle gespielt haben (Kap. 7.). Im frühen Eozän kam es dann zur dextralen Rückverschiebung entlang der Querstörungszone. Die oberoligozäne Dehnung bewirkte eine vertikale tektonische Betonung von alt angelegten erzgebirgischen Lineamenten, die die Querstörungszone durchziehen. Die ganz junge Südwest-Nordost-Dehnung und Abschiebungstektonik führte schließlich zur strukturellen Prägnanz dieser Gesamtstruktur im heutigen Kartenbild.

Ein anderer tektonischer Knotenpunkt ist die „Querstörungzone West“. Sie durchzieht den Grenzbereich der Blätter 6611 Hermersberg und 6610 Homburg (Abb. 16). Es handelt sich um einen besonders komplexen Krustenstreifen, der durch zahlreiche Deformationen ausgestaltet wurde. In dieser überdurchschnittlich mobilen Zone haben sich Spuren sowohl von oberjurassischen, als auch von mehreren känozoischen Deformationsereignissen nachweisen lassen. Im Oberen Jura kam es dort im weiteren Bereich entlang der unterlagernden Querstörung (Ohmbach fault nach STOLLHOFEN 1998) zu sinistraler Scherung – ähnlich wie an der zuvor behandelten benachbarten Querstörung im Osten. Im frühen und mittleren Eozän spielten dann dextrale und vor allem sinistrale Relativbewegungen eine große Rolle. Die Hauptlineationen der „Querstörungzone West“ und mit ihr die alte Beckenachse der Nördlichen Pfälzer Teilmulde wurden um etwa 1,7 km sinistral versetzt (Kap. 3., Abb. 16). Zahlreiche markante Scherbahnen prägten sich im Deckgebirge aus, die in der Folgezeit dann mechanische Schwächezonen darstellten. Über die tiefreichenden Bruchlinien, die möglicherweise bis zu den alten paläozoischen Sockelstörungen reichen, kam und kommt es zu hydrologischen Kurzschlüssen mit tieferen Grundwasserleitersystemen. Dies zeigen die Zusammensetzungen der dortigen Grundwässer aus Talrandquellen und Brunnenbohrungen und deren hohe radiometrische Alter (F. BITZER in DITTRICH 2014/15; Kap. 3.). Weitere Wegsamkeiten für Grundwässer entstanden durch die nachfolgenden Dehnungsbeanspruchungen. Bei der oberoligozänen und dann bei der mittelmiozänen und subrezentem Extension (Abb. 8) bildete sich im Bereich der

„Querstörungszone West“ ein kleinteiliges Bruchfeld, unter Verwendung zuvor scheidend angelegter Bruchlinien eozänen Alters. Bei der Entstehung dieser Kleinschollentektonik haben sicherlich auch die besonderen Spannungsverhältnisse im Bereich der sinistral nach Südwesten versetzten Zwickelscholle eine Rolle gespielt (Abb. 16). Die tiefgelegene Querstörung der „Ohmbach fault“ fungierte in jüngerer Zeit als eine der Bruchstufen der Südwest-Abtreppe von der Kaiserslauterner Hochscholle im Nordosten (Abb. 6). Auf der gezerrten Schulter über dieser Sockelstufe konnte es zu einer besonders stark ausgeprägten Abschiebungstektonik kommen.

Auch das Elmsteiner Störungssystem ist ein von mehreren Deformationsereignissen geprägter struktureller Bereich. Beim früheozänen Kompressionsereignis entstand ein langgestreckter NNW-SSE bis Nord-Süd streichender Entlastungsbruch. Wahrscheinlich pauste sich darin eine Bruchfuge durch, die schon im unterlagernden paläozoischen Sockel angelegt war. Im unteren Miozän, bei starker Scherspannung, ist diese Bruchlineation dann sinistral versetzt worden, insgesamt um 1,45 km (Abb. 8 und 10). In der Spätphase der Deformation, bei Ost-West-Extension, wurde sie ein wenig vertikaltektonisch nachgezeichnet. Im Norden legte sich eine West-absetzende Sekundärstörung an, wodurch der heutige Graben von Hofstätten vorgeprägt wurde. Im Oberoligozän, bei Nordwest-Südost-Dehnung, vervollständigte und komplizierte sich diese Struktur (Abb. 18 und 21). Die Nord-Süd-Bruchlinien wurden dextral mobilisiert (Kap. 4.). Die Abwärtsbewegung des Oberrheingrabens im Osten begünstigte im damaligen Spannungsfeld die Herausbildung versatzstarker Südwest-Nordost-Abschiebungen.

Generell wird der tektonische Stil im Ostteil des Pfälzerwaldes weitgehend vom Oberrheingraben bestimmt. Entsprechende Auswirkungen, die im Elmsteiner Störungssystem noch sehr deutlich sind, verlieren sich allmählich nach Westen. Dort dominieren dann die von LEPPLA (1893) benannten „Lothringischen Störungen“. Es handelt sich dabei um die erzgebirgisch und herzynisch streichenden Bruchlinien, die vom variskischen Grundgebirge vorgegeben wurden. Nach Nordwesten hin, in der Grenzregion zum Saar-Nahe-Gebiet, gewinnen die herzynischen Querstörungen strukturell immer mehr an Bedeutung. Dasselbe gilt für die versatzstarken „Abtreppestörungen“, die parallel zur Hunsrück-Südrandstörung verlaufen und sich in erzgebirgischer Richtung in den Krustenstreifen zwischen zwei Querstörungen aufspannen (Abb. 5a, Kap. 2.2.).

Die regionale Maskierung (Nicht-Mobilität) einer immerhin um 700 bis 800 m absetzenden Querstörungslinie im Untergrund der Kaiserslauterner Hochscholle (Kap. 2.2.) macht eindrücklich klar, dass das oberkarbonisch-permische Gefüge im Meso- und Känozoikum schon stark konsolidiert war. Es paust sich im heutigen Kartenbild nur gelegentlich und vergleichsweise schwach durch. Dasselbe gilt für die erzgebirgischen Störungen, die auf variskische (unterkarbonische) Faltungs- und Überschiebungstektonik zurückgingen. Bei den jüngeren, nach anderen Gesetzmäßigkeiten abgelaufenen meso-känozoischen Beanspruchungen sind beide genannten Strukturelemente nur gelegentlich und nur lokal reaktiviert worden, wenn die Ausrichtung der angreifenden Kräfte besonders gut passte.

Das relativ gut untersuchte Blatt 6611 Hermersberg nimmt zwischen all diesen genannten strukturellen Einflüssen eine Mittelposition ein. Im Westen wird es durch „lothringische Störungen“ bestimmt. Zwei herzynische Querstörungen durchziehen das Blattgebiet und sind in dessen Westen und Süden relativ gut erkennbar (Abb. 6 und 16). Rheinische Einflüsse in Form von Abschiebungslinien sind im Kartenbild nahezu nicht ersichtlich. Sie erweisen sich aber in der Massierung von Nord-Süd und rhei-

nisch streichenden Scherklüften im Queidersbach-Tal (Horbachermühle) und im Wallhalbe-Tal (Biesterfels). Möglicherweise haben derartige strukturelle Vorzeichnungen die erosive Ausräumung dieser im Südteil des Blattes streckenweise Nord-Süd- bzw. NNE-SSW verlaufenden Talzüge begünstigt. Weiter westlich und südwestlich im Untersuchungsgebiet fehlen dann rheinische Strukturelemente – jedenfalls nach derzeitigem Kenntnisstand.

9. Ausblick

Ungeachtet der dargestellten Ergebnisse steht die kompressions- und schertektonische Bearbeitung des Pfälzerwaldes noch am Anfang. Es ist noch ein sehr junges Forschungsfeld. Dies gilt für den Gesamtbereich der linksrheinischen Schulter des Oberrheingrabens bis hin zum Rand des eigentlichen Pariser Beckens. Noch vielfältige makro- und mikrotektonische Beobachtungen werden hinzukommen. Ist der Blick erst einmal für Horizontalharnische geschärft – was bei bisherigen Kartierungen nur selten der Fall war –, so kommen etliche Gefügemerkmale, welche über normale Klüftung und Abschiebungstektonik hinausgehen, „zum Vorschein“.

Mit einer größeren Datenbasis kann dann vielleicht auch ein Manko der bisherigen Untersuchungen behoben werden, nämlich die bislang weitgehend fehlende relative Datierung der Deformationsmerkmale. Bisher ist es ja notwendig gewesen, sich bei der genetischen Interpretation an diejenigen Deformationsereignisse „anzuhängen“, wie sie in den benachbarten Regionen Oberrheingraben, Schwäbisch-Fränkische Alb und auch Trier-Luxemburger Bucht in ihrer zeitlichen Abfolge rekonstruiert werden konnten. Ohne diesen vorgegebenen zeitlichen Orientierungsrahmen wäre ein relatives Nacheinander von Stressfeldern kaum bestimmbar gewesen. Die oft isoliert angebotenen Scherflächen(-scharen) hätten dies nicht zugelassen. In der Trier-Luxemburger Bucht hingegen hatten für eine Alterseinstufung von Einengungs- und Horizontalbewegungen weitaus bessere Voraussetzungen bestanden. Dort hatte es strukturelle Hinweise gegeben, aus denen die relative Abfolge von sich überprägenden Kompressionsereignissen unmittelbar abzuleiten war. Die Datenbasis war dort weitaus umfangreicher und vielfältiger gewesen. Hunderte von Einzelbeobachtungen lagen vor. Dort konnten sowohl groß- bis kleindimensionale Falten und Überschiebungen sowie Horizontalstylolithen, Slickolites und andere Drucklösungserscheinungen als auch Blattverschiebungen, primäre und sekundäre Scherflächen und zahlreiche Pull-apart-Strukturen ausgedeutet werden (DITTRICH 2013, 2014b). Alte spätmesozoisch-frühkänozoische Deformationsereignisse – die noch bei größerer Gebirgsüberdeckung stattgefunden hatten – waren damit relativ gut identifizierbar gewesen. Im Pfälzerwald hingegen beschränkten sich die Möglichkeiten, alte und junge Deformationsmerkmale zu differenzieren, auf sehr wenige Anhaltspunkte. Wichtig dafür war vor allem das geringe Erhaltungspotenzial von Scherklüften in der „Dünnschichten“-Fazies des Mittleren Buntsandsteins. Es führte zur „Löschung“ von älteren Bewegungsspuren und kennzeichnete so die jungen (mio- und oberplio-pleisto-holozänen) Deformationsereignisse. Unmittelbare Überprägungen von Bewegungsspuren waren nur in seltenen Fällen nachweisbar. Gelegentlich war eine erneute gleichsinnige oder aber inverse Reaktivierung von Scherflächen wahrscheinlich. Die konkreten Verschiebungsweiten blieben oftmals unbestimmt. Schrägverschiebungen legten eine sekundäre Mobilisierung präexistierender, nicht-optimal ausgerichteter Flächen nahe.

Die Existenz von Pull-apart-Gräben mit ihren typischen Schrägabschiebungen (Abb. 27 unten) ist im Pfälzerwald noch recht ungewiss. Möglicherweise wird sich dies in Zukunft präzisieren lassen. Den tabellarischen Aufstellungen von DINU (1912)

für den östlichen Pfälzerwald sind viele Harnischlineare mit mittleren Einfallswerten zu entnehmen. Bei immerhin 41 von 199 eingemessenen Harnischflächen liegen die Neigungswinkel der „Harnischstreifen“ zwischen 35 und 65°. Noch weitere Werte vermitteln zu den „Reinformen“ von Horizontalharnischen und den Bewegungsflächen von normalen Abschiebungen. Bei derartigen Schrägabschiebungen könnte es sich – falls es denn keine Schrägaufschiebungen sind (Kap. 6.) – auch um Fiederbrüche von Pull-apart-Gräben gehandelt haben.

Ein weiterer, sehr interessanter Forschungsansatz sind auch die im paläozoischen Sockel angelegten Querstörungen, die vom Saar-Nahe-Bergland in die Pfälzer Mulde hineinziehen. So ist dann von Interesse, ob sich die hier beschriebenen Fortsetzungen dieser alten Transferstörungen im Bereich des Deckgebirges (Abb. 6 und 16) noch weiter verifizieren lassen. Sie stellen ja bevorzugte Mobilzonen dar, die bei den meso-känozoischen Stressfeldern jeweils angepasst reagieren konnten. Eine Fortsetzung der 130°-streichenden Dirmingen-Störung (Dirmingen fault bei STOLLHOFEN 1998), die im mittleren Stephan Nordost-absetzend hochmobil war, bis zur auffälligen Störungzone nordwestlich von Eppenbrunn in der Südwest-Pfalz wäre möglich. Die Fortsetzungen von weiteren bei STOLLHOFEN ausgehaltenen Querstörungen sind noch völlig offen.

Generell ist noch viel zu entdecken im Pfälzerwald. Im Laufe der weiteren Erforschung wird sich auch näher präzisieren lassen, wann in der Erdgeschichte die einzelnen Richtungssysteme erstmals in das Deckgebirge durchgepaust oder neu gebildet wurden und in welcher Art die kinematische Entwicklung dieser Flächenscharen dann genau ablief. Die exakte Rekonstruktion von größeren Blattverschiebungsbahnen und ihren Zerrüttungszonen wird überdies für angewandte Fragestellungen von Nutzen sein.

Schriften

- AHORNER, L. & BAIER, B. & BONJER, K.-P. (1983): General Pattern of Seismotectonic Dislocation and the Earthquake-Generating Stress Field in Central Europe between the Alps and the North Sea. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 187–197, 5 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- BATHURST, R. G. C. (1975): Carbonate Sediments and their diagenesis. – Develop. Sedimentol., 12, 2. Aufl., 658 S., (Elsevier) Amsterdam, London, New York.
- BAUMANN, H. & ILLIES, J. H. (1983): Stress Field and Strain Release in the Rhenish Massif. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 187–197, 5 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- BERGERAT, F. (1989): Stress fields in the European Platform at the time of Africa-Eurasia collision. – Tectonics, 6, S. 99–132, 20 Abb., 3 Tab., Washington D.C.
- BITZER, F. & SCHWARZ, P. & VOUTTA, A. (2006): Geohydraulische Untersuchungen und modellgestützte Auswertung einer Kernbohrung bei Wallhalben. – bbr (Fachmagazin für Brunnen- und Leitungsbau), 2, S. 32–39, 4 Abb., 4 Tab., Bonn.
- BUCHNER, F. (1977): Tektonische Studien am Rande des Oberrheingrabens bei Wasse- lonne (westl. Strasbourg). – Oberrhein. geol. Abh., 26, S. 11–21, 6 Abb., Karlsruhe.
- BUCHNER, F. & STUCKE, W. & WIESSNER, W. (1979): Ausgewählte Kapitel zur Oberrheingraben-Tektogenese. – Beiträge zur naturkundl. Forschung in Südwestdeutschland, 38, S. 17–51, , 29 Abb., Karlsruhe.

- BURTMAN, V. S. (1979): Das stationäre Bruchnetz der Paläozoiden und der Mobilismus. – *Z. geol. Wiss.*, **7**, S. 1257–1267, 4 Abb., Berlin.
- BUTZ, Chr. F. (2009): Synthese von Laseraltimetrie, Luftbildern und Feinnivellements zur Bestimmung rezent-tektonischer Aktivitäten im südlichen Rheinland-Pfalz. Diplomarbeit Univ. Mainz, 71 S., 40 Abb., 10 Anl., Mainz. – [unveröff.].
- COULON, M. (1992): La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d’extension et distribution des stylolithes). – *Bull. Soc. Geol. France*, **163**, S. 531–540, 8 Abb., Paris.
- DACHROTH, W. (1988): Genese des linksrheinischen Buntsandsteins und Beziehungen zwischen Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **70**, S. 267–333, 17 Abb., 10 Taf., Stuttgart.
- DAVIS, G. H. & REYNOLDS, S. J. (1996): *Structural Geology of Rocks and Regions*. 776 S., (J. Willey & Sons) New York.
- DÈZES, P. & SCHMID, S. M. & ZIEGLER, P. A. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. – *Tectonophysics*, **389**, S. 1–33, 5 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- DINU, J. J. (1912): Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im östlichen Pfälzerwalde (Hardt). – *Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, N. F.* **XI**, S. 237–299, 4 Abb., 9 Tab., 1 Kte., (auch Diss. Univ. Heidelberg), (Carl Winter’s Universitätsbuchhandlung) Heidelberg.
- DITTRICH, D. (1989): Beckenanalyse der Oberen Trias in der Trier-Luxemburger Bucht. Revision der stratigraphischen Gliederung und Rekonstruktion der Paläogeographie. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **XXVI**, 223 S., 36 Abb., 6 Tab., 8 Anl., Luxembourg.
- (1996): Unterer Buntsandstein und die Randfazies des Zechsteins in der nördlichen Pfälzer Mulde (Exkursionen C1 am 11. und C2 am 12. April 1996). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **78**, S. 71–94, 4 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- (2006): Lagerungsverhältnisse (Tektonik). – In: ROHN, J. & CLAUß, R.: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Erl. Blatt 6613 Elmstein. S. 42–56, 6 Abb., 1 Tab., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- (2008-2012): Stauf-Formation. [www.bgr.de/app/litholex], abgerufen Mai 2015.
- (2009): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil II. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **37**, S. 77–128, 17 Abb., Mainz.
- (2011): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil I. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **39**, S. 7–86, 36 Abb., Mainz.
- (2012): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil II. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **40**, S. 79–146, 22 Abb., Mainz.
- (2013): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil III. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **41**, S. 123–212, 27 Abb., 2 Tab., Mainz.
- (2014a): Besonderheiten des Buntsandsteins im Nordwestteil der Pfälzer Mulde (Exkursion G am 25. April 2014). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **96**, S. 129–163, 11 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (2014b): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil IV. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **42**, S. 27–98, 20 Abb., 2 Tab., Mainz.
- (2014/15): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Blatt 6611 Hermersberg. Erl. 114 S., 37 Abb., 1 Tab., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.

- (in Vorb.): Kugelfelsen und Röhrenhöhlen als Spezialphänomene im Pfälzer Buntsandstein. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **44**, Mainz.
- (in Red.): Kap. 7.10: Zechstein der Pfalz. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland. Zechstein. Schriftenreihe deutsch. Ges. Geowissenschaften*, Hannover.
- DUNNINGTON, H. V. (1967): Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs. – *World Petrol. Congr.*, 7th, Proc., **2**, S. 339–352, Mexiko.
- EDEL, J.-B. (2014): La sismicité des Vosges à la Forêt-Noire. – In: GELY, J.-P. & HANOT, F. (Hrsg.): *Le Bassin parisien. Un nouveau regard sur la géologie*. S. 127, 1 Abb., *Bull. Inf., Géol. Bassin Paris, Mémoire hors-série*, **9**, (AGBP) Paris.
- EISBACHER, G. H. (1996): *Einführung in die Tektonik*. 2. Aufl., 374 S., 329 Abb., (Enke) Stuttgart.
- FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.) (1983a): *Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History*. 411 S., zahlr. Abb., 3 Anl., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- GAUDA, M. & KLOSE, H. & KNUST, E. & NESS, A. & WEBER, D. & WEBER, H. (1982): Röhrenstrukturen und röhrenförmige Höhlen im pfälzischen Buntsandstein. – *Abh. Karst- und Höhlenkunde, Reihe A*, **20**, 101 S., 34 Abb., 9 Tab., 3 Ktn., 23 Höhlenpläne, München.
- GELY, J.-P. & HANOT, F. (Hrsg.) (2014): *Le Bassin parisien. Un nouveau regard sur la géologie*. – *Bull. Inf., Géol. Bassin Paris, Mémoire hors-série*, **9**, 229 S., zahlr. Abb. und Tab., 1 Anl., (AGBP) Paris.
- HANEKE, J. & WONIK, Th. (in Vorb.): *Tiefbohrungsergebnisse in Kaiserslautern*.
- HEITEL, H. (2001a): *Manuskriptkarte GK 10, Blatt 6610 Homburg*. (Geologisches Landesamt) Mainz. – [unveröff.].
- (2001b): *Geologischer Aufbau und Grundwasserfließvorgänge im Nordwestteil der Pfälzer Triasmulde (Sickingen Höhe und Westpfälzische Moorniederung im Bereich der TK 25, Blatt 6610 Homburg)*. Teil 1: *Geologischer Aufbau und stratigraphische Stellung der Grundwasserleiter*. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **30**, S. 227–270, 8 Abb., Anhang, Mainz.
- HOPPE, A. & LANG, S. (2007): The eastern master fault of the Upper Rhine Graben below the Science and Conference Centre in Darmstadt (Germany). – *Z. deutsch. Ges. Geowiss.*, **158**, S. 113–117, 3 Abb., Stuttgart.
- HOPPE, A. & KOSTAK, B. & KUHN, G. & LEHNÉ, R. & SIMONS, U. & STEMBERK, J. (2015): *Rezente Bewegungen an den Haupttrandverwerfungen im Nördlichen Oberrheingraben*. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **97**, S. 321–332, 9 Abb., Stuttgart.
- HORN, P. & LIPPOLT, H. J. & TODT, W. (1972): *Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter*. – *Eclogae geol. Helv.*, **65**, S. 131–156, 4 Abb., 2 Tab., Basel.
- ILLIES, H. J. (1962): *Oberrheinisches Grundgebirge und Rheingraben*. – *Geol. Rundsch.*, **52**, S. 317–332, 10 Abb., Stuttgart.
- (1963): *Der Westrand der Rheingrabens zwischen Edenkoben (Pfalz) und Niederbronn (Elsaß)*. – *Oberrhein. Geol. Abh.*, **12**, S. 1–23, 6 Abb., 1 Taf., Karlsruhe.
- (1972): *The Rhine graben rift system – plate tectonics and transform faulting*. – *Geophys. Surveys*, **1**, S. 27–60, (Reidel) Dordrecht.
- (1974): *Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben*. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **23**, S. 1–24, 12 Abb., Karlsruhe.
- ILLIES, H. J. & FUCHS, K. (1983): *Plateau Uplift of the Rhenish Massif – Introductory Remarks*. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL,

- A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 1–8, 1 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- KLEY, J. & VOIGT, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. – *Geology*, **36**, S. 839–842, 4 Abb., 5 Anl., Boulder/Colorado.
- KONRAD, H. J. (1975): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6711 Pirmasens-Nord. Erl. 67 S., 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf. (Geologisches Landesamt) Mainz.
- (1979): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6811 Pirmasens-Süd. Erl. 63 S., 1 Abb., 3 Tab., (Geologisches Landesamt) Mainz.
- (1983): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6710 Zweibrücken. Erl. 84 S., 6 Abb., 6 Tab., (Geologisches Landesamt) Mainz.
- (1985): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6512 Kaiserslautern. Erl. 62 S., 5 Abb., 4 Tab., (Geologisches Landesamt) Mainz.
- KREKELER, K. (2001): Geologische Kartierung bei Wallhalben (Südpfalz, SW-Quadrant der TK 25 Hermersberg, Blatt 6611). Diplomkartierung Univ. Bonn, 50 S., 36 Abb., 3 Ktn., Bonn. – [unveröff.].
- LEIFELS, G. (1995): Geologische Kartierung im Raum Clausen. Diplomkartierung Univ. Karlsruhe, 43 S., 18 Abb., 8 Tab., 3 Ktn., Karlsruhe. – [unveröff.].
- LENDVACZKY, TH. (2003): Geologische Kartierung bei Gerhardsbrunn/Rheinland-Pfalz (NW-Quadrant der TK 25, Blatt 6611 Hermersberg). Diplomkartierung Univ. Bonn, 60 S., 29 Abb., 9 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- LE ROUX, J. (2000) Structuration du nord-est du Bassin de Paris. – *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **37**, S. 13–34, 23 Abb., Paris.
- LEPPLA, A. (1893): Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westriches. – *Jb. kgl. preuß. geol. Landesanst.*, **XIII** (für 1892), S. 23–90, 2 Taf., (S. Schropp) Berlin.
- LETOUZEY, J. (1986): Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin. – *Tectonophysics*, **132**, S. 215–231, 9 Fig., (Elsevier) Amsterdam.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau, Hrsg.)(2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl., (Schweizerbart) Stuttgart.
- LGB & LfW(Landesamt für Geologie und Bergbau & Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz)(Hrsg., 2004): Hydrogeologische Kartierung Kaiserslautern. 96 S., 35 Abb., 5 Tab., 13 Anlagen, Mainz.
- LIESCH, T. (2000): Geologische Kartierung der Umgebung von Hermersberg (Rheinland-Pfalz) mit besonderer Betrachtung der Röhrenbildungen und röhrenförmigen Höhlen. Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, 36 S., 15 Abb., 4 Tab., 3 Ktn., Karlsruhe. – [unveröff.].
- LIPPOLT, H. J. & TODT, W. & HORN, P. (1974): Apparent potassium-argon ages of Lower Tertiary Rhine Graben volcanics. – In: ILLIES, H. & FUCHS, K. (Hrsg.): Approaches to Taphrogenesis. S. 213–221, (Schweizerbart) Stuttgart.
- MEIER, D. (1993): Abschiebungen. Geometrie und Entwicklung von Störungen im Extensionsregime. 142 S., 112 Abb., (Enke) Stuttgart.
- MICHON, L. & VAN BALEN, R. T. & MERLE, O. & PAGNIER, H. (2003): The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift System integrated at a European scale. – *Tectonophysics*, **397**, S. 101–126, 16 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- MISZCZUK, B. (1994): Geologische Kartierung und Untersuchungen in der Umgebung von Steinalben (Pfälzer Wald). Diplomkartierung Univ. Karlsruhe, 42 S., 19 Abb., 5 Tab., 3 Ktn., Karlsruhe. – [unveröff.].

- MURAWSKI, H. & MEYER, W. (1998): Geologisches Wörterbuch. 10. Aufl., 278 S., 82 Abb., 7 Tab., (Enke) Stuttgart.
- NEHLIG, P. (2014): Volcanisme récent de l'est du Bassin parisien. – In: GELY, J.-P. & HANOT, F. (Hrsg.): Le Bassin parisien. Un nouveau regard sur la géologie. S. 128, 3 Abb., Bull. Inf., Géol. Bassin Paris, Mémoire hors-série, **9**, (AGBP) Paris.
- OSTER, H. (2004): Untersuchungsbericht vom 28.10.2004 (für LGB Mainz), Spurenstofflabor Dr. Oster Wachenheim. – [unveröff.].
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987): The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures. 700 S., (Academic Press) London.
- ROHN, J. & KASSEBEER, W. (2003): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6712 Merzalben. Erl. 88 S., 31 Abb., 5 Tab., 1 Strukturkt., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- ROHN, J. & DITTRICH, D. (2003): Lagerungsverhältnisse (Tektonik). – In: ROHN, J. & KASSEBEER, W.: Erl. zur Geologischen Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6712 Merzalben. S. 56–60, 1 Abb., 1 Tab., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- ROHN, J. & CLAUB, R. (2006): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6613 Elmstein. Erl. 84 S., 28 Abb., 6 Tab., 1 Strukturkt., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- SALOMON, W. (1912): Angebliche Faltung im Buntsandstein. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **2**, S. 54, Stuttgart.
- SCHREIBER, U. & BRENNHOLT, N. & SIMON, J. (2009): Gas permeable deep reaching fracture zones encourage site selection of ants. – Ecological Indicators, **9**, S. 508–517, (Elsevier) Amsterdam.
- SCHUMACHER, M. E. (2002): Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. – Tectonics, **21**, S. 6-1–6-17, 12 Abb., Washington D.C.
- SCHWARZ, H.-U. (2012): Das Schwäbisch-Fränkische Bruchmuster. – Z. deutsch. Ges. Geowiss., **163**, S. 411–446, 13 Abb., 4 Tab., (Schweizerbart) Stuttgart.
- SCHWARZ, H.-U. & KILFITT, F.-W. (2008): Confluence and intersection of interacting conjugate faults: A new concept based on analogue experiments. – Journal of Structural Geology, **30**, S. 1126–1137, 13 Abb., 1 Tab., (Elsevier) Amsterdam.
- SISSINGH, W. (2003): Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenisch Triple Junction. – Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, **196**, S. 229–263, 10 Figs., (Elsevier) Amsterdam.
- STELLRECHT, R. (1964): Der tertiäre Vulkanismus bei Forst am Pfälzer Rand des Oberrheingabens. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **46**, S. 97–128, 11 Abb., Stuttgart.
- (1971): Geologisch-tektonische Entwicklung im Raum Albersweiler/Pfalz. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **53**, S. 239–262, 14 Abb., Stuttgart.
- STELLRECHT, R. & EMMERMANN, R. (1970): Das Olivinnephelinit-Vorkommen bei Forst/Pfalz. – Oberrhein. geol. Abh., **19**, S. 29–41, 9 Abb., Karlsruhe.
- STOLLHOFEN, H. (1998): Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. – Sedimentary Geology, **119**, S. 47-83, 24 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- STUCKE, W. (1977): Geologie und Tektonik im Bereich der Elmsteiner Störung zwischen Wilgartswiesen und Eschkopf (Pfälzer Wald). Diss. Univ. Karlsruhe, 199 S., 94 Abb., 3 Tab., 3 Kt., Karlsruhe.
- STUMPF, R. (1997): Geologische Kartierung im Raum Speyerbrunn (Pfälzer Wald). Diplomkartierung Univ. Karlsruhe, 38 S., 28 Abb., 1 Tab., 3 Ktn., Karlsruhe. – [unveröff.].

- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. (1992): Structural Geology. 532 S., (W. H. Freeman & Co.) New York.
- WAGNER, G. H. (1967): Druckspannungsindizien in den Sedimenttafeln des Rheinischen Schildes. – Geol. Rundschau, **56**, S. 906–913, 2 Abb., Stuttgart.
- World Stress Map (2008): The 2008 release of the World Stress Map. Helmholtz Centre Potsdam [www.world-stress-map.org].
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell Internationale Petroleum Maatschappij, 2. Aufl., 239 S., 100 Abb., 56 Anl., (Geol. Soc.) London.
- (1999): Evolution of the arctic North Atlantic and the western Tethys. – AAPG (American Assoc. Petroleum Geol) Mem., **43**, S. 164–196, Tulsa/Oklahoma.
- ZITZMANN, A. (Hrsg.) (1986): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 7110 Mannheim. (BGR) Hannover.

Anschrift der Autorin:

Dr. DORIS DITTRICH,
Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz,
Emy-Roeder-Str. 5, D-55129 Mainz;
E-Mail: doris.dittrich@lgb-rlp.de .

Manuskript eingegangen am 11.5.2015