

Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil IV

DORIS DITTRICH

Kurzfassung: Für den Zeitraum von Oberjura bis heute können sechs Deformationsereignisse mit kompressiver Beanspruchung rekonstruiert werden (DI bis DVI). Sie werden dem Malm, der höheren Unterkreide, dem Unter- bis Mitteleozän, dem Oberoligozän, dem frühen Miozän und dem plio-pleisto-holozänen Zeitabschnitt zugeordnet. Jede dieser Deformationen wird in ihren strukturellen Auswirkungen im Bereich des Untersuchungsgebietes beschrieben und mithilfe von Kartendarstellungen illustriert. An Kompressionsstrukturen entstanden Horizontalstylolithen, „Slickolite striae grooves“, moderate Verfaltungen und vereinzelte Aufschiebungen. Scheurende Beanspruchungen werden durch Slickolites, Scherflächen und Riedelflächen sowie durch Blattverschiebungen (Verschiebungsweiten bis etwa 3,5 km) und Pull-apart-Gräben dokumentiert. Die kinematische Bedeutung der jeweiligen Phänomene wird im Zusammenhang mit überregionalen Paläostressfeldern und den zugrunde liegenden plattentektonischen Vorgängen in Mitteleuropa ausgewertet. Im Strukturbefund der einzelnen Deformationen zeigen sich variierende Stärken der Beanspruchung und verschiedene rotierende Veränderungen der Stressfeld-Ausrichtungen. Im Zuge der unterschiedlich angreifenden Stressfelder kam es zu einer mehrfachen mechanischen Aktivierung von Bruchflächen. Eine zunehmende Ausreifung des strukturellen Inventars des Deckgebirges bildet sich ab.

Die unterkretazische Deformation DII wird gegenüber den Darlegungen in Teil III nicht in die unterste sondern in die höhere Unterkreide gestellt. Generell zeichneten sich unterschiedlich konfigurierte alte und neue Senkungsgebiete ab. Auch sie beeinflussten das Bewegungsmuster. Bei den jüngeren, seit dem oberen Oligozän abgelauten Deformationen DIV bis DVI kam es zu einer Wechselwirkung der horizontalen Kompression mit den vertikalen Relativbewegungen des Rheinischen Schildes („Plateau Uplift“). Randstreifen zwischen den damaligen Hebungs- und Senkungszone sind häufig von Pull-apart-Strukturen gesäumt. Die jüngste Deformation DVI ist im Untersuchungsgebiet durch einen zeitlich wechselhaften Verlauf gekennzeichnet. Das ehemalige plio-pleistozäne Stressfeld mit seinem Bewegungsmuster weicht vom heutigen – noch stärker regional differenzierten – Stressfeld ab.

Abstract: In the southeastern Trier-Luxemburg Embayment six events of compressive deformation have taken place since Upper Jurassic. In this paper they are reconstructed and numbered as DI to DVI. They are assigned to the Upper Jurassic, the late Lower Cretaceous, the lower to middle Eocene, the Upper Oligocene, the lower Miocene and finally to the subrecent plio-pleisto-holocene time span. The structural results of each deformation in the study area are described and illustrated by tectonic maps. Proven compressional structures are horizontal stylolites, slickolite striae

grooves, moderate fold structures and some few upthrows. Shear movements are documented by strike-slip faults (horizontal displacements up to 3.5 km) and pull-apart structures, accompanied by slickolites, shear planes and Riedel shears. The kinematic signification of the particular phenomena is interpreted in context with paleo-stress fields and plate tectonics in Middle Europe. The structural data of the single deformations indicate varying strengths of strain and a rotating change of the respective stress field orientation. Caused by the efficacy of various stress fields a multiple kinematical activation of joints and fault planes took place. A structural evolution towards a complete inventory of fractures in the upper crust (permian and mesozoic series) is obvious.

In contrast to the explanations of part III the deformation DII is attributed no longer to the lowest but into the upper Lower Cretaceous. Old and new subsiding areas with different shapes can be traced. They also influenced the motion patterns. The younger compressive deformations DIV to DVI, which came to pass since Upper Oligocene, were modified by the contemporaneous vertical uplift of the Rhenish Massif. Narrow border areas between active paleohighs and -lows are often seamed by pull-apart structures. In the studied area the youngest deformation DVI is characterized by a temporal variation. The former plio-pleistocene paleostress field and its particular motion pattern differ from the recent stress field, which is even more regionally differentiated.

Inhalt

(Kapitel 1 bis 4 siehe Teil I, Kapitel 5 und 6 siehe Teil II, Kapitel 7 siehe Teil III)

Einführung in Teil IV

8. Zusammenfassende Ausdeutung

8.1. Generelle Vorbemerkungen

8.2. Mesozoische Deformationen

8.3. Känozoische Deformationen

8.3.1. Eozäne Deformationen

8.3.2. Oligozäne Deformationen

8.3.3. Miozäne Deformationen

8.3.4. Plio-Pleisto-Holozäne Deformationen

9. Ergänzende Aspekte

9.1. Regionale Verteilung und Bildungsweise der jeweiligen Deformationsspuren

9.2. Offene Fragen und Ausblick

Schriften

Wichtiger Hinweis: Wegen der Einfügung eines einleitenden Unterkapitels ändert sich die Gliederung. Die in den vorhergehenden Texten angefügten Verweise sind wie folgt zu korrigieren: aus 8.1.2. wird 8.2., aus 8.2. bis 8.5. wird 8.3.1. bis 8.3.4.

Einführung in Teil IV

Diesem vierten und letzten Teil der Gesamtpublikation gingen zunächst zwei Teile voraus, in denen die Literaturbefunde, Kartenauswertungen und – vor allem – Geländebefunde des Untersuchungsgebietes dargelegt wurden. Teil I widmete sich dem Südost-Teil der Trierer Bucht und Teil II dem Saargau sowie dem östlichen Bereich des luxemburgischen Gutlandes. Die in diesen Texten ausführlich beschriebenen tektonischen Gegebenheiten wurden dann im Teil III zusammengefasst und kategorisierend geordnet. Piktographische Darstellungen, flankiert von textlichen Kurzbeschreibungen, ermöglichten einen schnellen Überblick über die im Gefügeinventar dokumen-

tierten tektonischen Einzelbeanspruchungen. Dabei wurden die Bewegungsspuren nach ihrer Art separiert und nach ansteigenden Winkelgraden geordnet. Kompressionsmerkmale (Kategorie KMP) wurden unterschieden von Horizontalbewegungen mit sinistralen (Kategorie SIN) und mit dextralem Bewegungssinn (Kategorie DEX) sowie solchen, deren (sub-)horizontale Relativbewegung nur unsicher (Kategorie ?SIN bzw. ?DEX) oder überhaupt nicht bestimmt werden konnte (Kategorie UNB; für „unbestimmt“). Auch auffällige Dehnungsrichtungen, die senkrecht zu einer ehemaligen Kompression orientiert gewesen sein könnten, wurden erfasst (Kategorie KMPD). Anschließend wurden 6 Gruppen von Bewegungsmerkmalen ermittelt. In diesen Gruppen wiesen die jeweiligen Bewegungsrichtungen mechanisch sinnvolle Winkelbeziehungen und vergleichbare Alterssignaturen auf, so dass eine gemeinsame Genese wahrscheinlich war. Im nächsten Schritt wurde das für Mitteleuropa vorhandene Wissen über kompressive Deformationsereignisse der postvariskischen Ära gesammelt und bewertet. Besonders bedeutsam waren dabei die entsprechenden Erkenntnisse von der französischen Atlantikküste, aus dem Pariser Becken, dem Oberrheingraben und – vor allem – dem Voralpenland.

Die Synopsis aller dieser Befunde führte zur Identifikation von sechs verschiedenen kompressiven Ereignissen, die das permisch-triassisch-unterliassische Deckgebirge der Trier-Luxemburger Bucht deformiert haben. Zeitlich wurden sie dem Oberjura, der frühen Unterkreide, dem Unter- bis Mitteleozän, dem Oberoligozän, dem Untermiozän und einer noch andauernden plio-pleisto-holozänen Episode zugeordnet. Im vorliegenden Teil IV soll nun jede genannte Deformationsphase in ihren regionalen geomechanischen Auswirkungen und strukturellen Ergebnissen charakterisiert und diskutiert werden, sowohl beschreibend als auch anhand von Kartendarstellungen. Dafür werden auch die für den Nordwest-Teil der Trierer Bucht (DITTRICH 2009) rekonstruierten Bewegungen einbezogen. Darüber hinaus soll dargelegt werden, wie sich die im Untersuchungsgebiet ermittelten Deformationsmerkmale der einzelnen Ereignisse in die großräumige plattentektonische Situation der jeweiligen Zeit einfügen. Auch soll versucht werden, die gegenseitige Wechselwirkung der nacheinander folgenden meso- und känozoischen Deformationsereignisse zu erfassen.

Die Erstellung dieser Publikation setzte eine intensive Kooperation mit dem Fachgebiet Kartographie und Zeichendienst des LGB voraus. Frau Christine Rosenbach möchte ich hiermit für die engagierte, geschickte und detailgenaue Umsetzung der komplexen graphischen Vorlagen besonders danken.

8. Zusammenfassende Ausdeutung

Bevor der tektonische Werdegang im Einzelnen dargelegt wird, sollen zunächst grundlegende Informationen zu den Wirkmechanismen und zur Art der Kartendarstellung geliefert werden. Diese generellen Darlegungen (Kap. 8.1.) werden den Texten zu spätmesozoischen Deformationen (Kap. 8.2.) und den Deformationen im Känozoikum (Kap. 8.3.) vorangestellt. Das eingefügte einleitende Unterkapitel hat eine veränderte Gliederung zur Folge. Deshalb stimmen die in den vorhergehenden Teilen dieser Publikation genannten Verweise auf Unterkapitel von Kapitel 8. nicht mehr (siehe **Inhalt**).

8.1. Generelle Vorbemerkungen

Für die Rekonstruktion von Stressfeldern im Untersuchungsgebiet war es sehr vorteilhaft, dass hier im Deckgebirge keine Schichteinheiten existieren, welche stark plastisch reagieren und als potentielle Abscherhorizonte wirken können. In Nord- und Mitteldeutschland ergaben sich aus den mächtigen Steinsalz- und Anhydritlagern im

Zechstein, im Röt und im Mittleren Muschelkalk und Keuper erhebliche kinematische Komplikationen (vgl. etwa GAST & GUNDLACH 2006: Fig. 4; KLEY et al. 2008). Die einwirkende Schubspannung kann sich oberhalb von einem oder sogar mehreren Abscherhorizonten überaus kompliziert in Überschiebungs- und Horizontaltektonik umsetzen (vgl. MÖBUS 2004, 2008). In der Trier-Luxemburger Bucht hingegen ist es der Randlage im Mitteleuropäischen Becken zu verdanken, dass vornehmlich klastische Sedimente – meist eher sandig als pelitisch – und Karbonate akkumuliert wurden. Nur im pelitisch dominierten Mittleren Muschelkalk ist regional ein etwa 10 m mächtiges Sulfatlager eingeschaltet. Tatsächlich reagieren diese Gipsmergel (mm1) weniger rapturell als vielmehr flexurhaft auf angreifende vertikale Spannungen (vgl. JANTOS et al. 2000). Abscherhorizonte darin konnten jedoch noch nie nachgewiesen werden. Über die Schichtenfolge weiter Gebiete hinweg dominieren spröde reagierende Sandstein- und Dolomitabfolgen bei weitem. In den zentralen Bereichen der Trier-Luxemburger Bucht sind die sandig-dolomitischen Mergelabfolgen des Keupers stärker verbreitet,

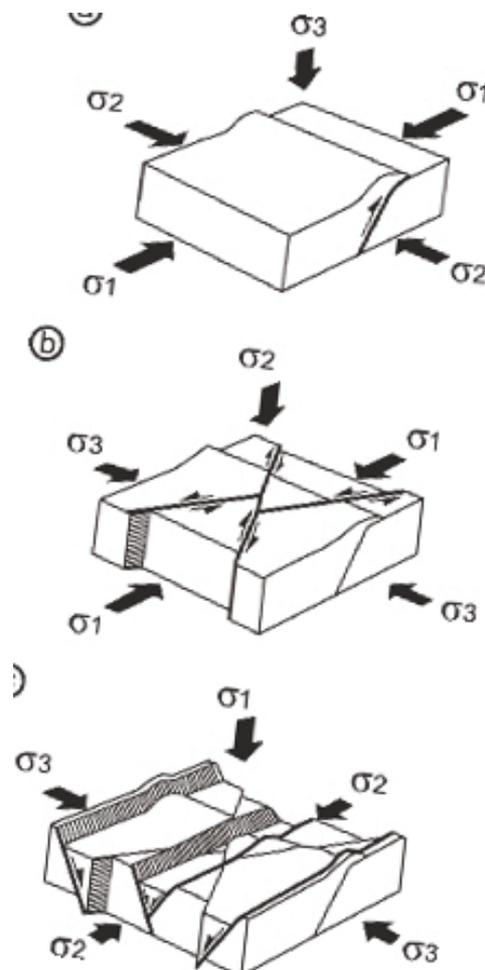


Abb. 86: Veränderte Größenrelationen der Hauptnormalspannungen, verursacht durch die sukzessive Abnahme der horizontalen kompressiven Beanspruchung (aus LETOUZEY 1986; geringfügig graphisch verändert). a) Kompressives Regime. b) Von Blattverschiebungen geprägtes kompressives Regime. c) Extensives Regime mit geringer kompressiver (oder dehnender) Beanspruchung.

ihre etwas höhere Plastizität und ihre Mächtigkeit begünstigte die Herausbildung von Faltenstrukturen. Insgesamt hatte die lithofazielle Situation zur Folge, dass sich die mechanischen Reaktionen des Deckgebirges auf die nur mäßig starken postvariskischen kompressiven Beanspruchungen relativ gut nachvollziehbar gestalteten.

Zur Veranschaulichung tektonischer Deformationsereignisse sollen nun noch einige grundlegende Informationen vorangestellt werden. Es handelt sich um die Bild Darstellungen aus LETOUZEY (1986). In der dortigen Fig. 6 war graphisch verdeutlicht worden, wie es bei gleichbleibender Richtung eines angreifenden Stressfeldes im Laufe der Zeit zu stark wechselnden Folgeerscheinungen kommt, und zwar aufgrund einer allmählichen Änderung der Stärke-Relationen der Hauptnormalspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 (Abb. 86).

Die resultierenden tektonischen Phänomene sind deutlich verschieden. Insofern handelt es sich weniger um graduell ineinander übergehende Stadien einer Entwicklung, sondern eher um individuelle tektonische Szenarien. Sie sollen hier im Folgenden als Szenario a, b und c bezeichnet werden. Bei Szenario a ist die kleinste einwirkende Kraft (bzw. Hauptnormalspannung) vertikal orientiert, Verfaltung und Überschiebungstektonik sind die Folge. Bei Szenario b kommt es zu Horizontaltektonik. Zwei konjugierte Scherflächenrichtungen interagieren. Deren gegenseitiges Versetzen ist in der Abb. 86 allerdings aus Gründen der graphischen Veranschaulichung übertrieben worden; realitätsnähere Bilder und Beschreibungen finden sich bei SCHWARZ & KILFITT (2008). Bei Szenario c ist dann die senkrecht einwirkende Gravitation bzw. Auflast die stärkste Kraft. Es resultiert vertikale Verdichtung. Abschiebungen bilden sich heraus, Krustenschollen sinken ab; die gleichzeitig stattfindende Extension zeichnet die Richtung der kleinsten horizontalen Hauptnormalspannung σ_3 nach.

Es folgen nun genauere Erklärungen zu den in Kap. 8.2. bis 8.3.4. eingefügten Kartenabbildungen, die die Auswirkungen der jeweiligen Deformationsereignisse verdeutlichen sollen.

Das zur jeweils genannten Zeit wirksame horizontale Stressfeld ist unten links dargestellt, die angegebenen Zahlenwerte entsprechen den nachgewiesenen Winkelgraden, dargestellt in Tab. 1 und 2 (Teil III) bzw. Tab. 3 (hinten in diesem Kapitel). Überdies ist die Richtung der allmählichen Rotation des Stressfeldes vermerkt. Die jeweils in eckigen Klammern angefügte Notiz „Szenario a“, „b“ bzw. „c“ bezieht sich auf die oben dargelegten tektonischen Abläufe bei wechselnder Anordnung der Hauptnormalspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 (Abb. 86). Die Bedeutung der Einzelszenarien bei der betreffenden Gesamtdeformation wird gegebenenfalls durch Klammersetzung angedeutet.

In den Kartendarstellungen hilft der GK25-Blattschnitt – von deutschen und luxemburgischen Blättern – bei der Orientierung. Unterlegt ist das Störungsmuster des Gesamtgebietes, wie es sich in Kombination aus den diesbezüglichen regionalen Abbildungen in DITTRICH (2009 bis 2013) ergibt. Es sind sämtliche derzeit kartierten Störungslinien.

Die der jeweiligen Zeitspanne zugeordneten Beanspruchungen bzw. Bewegungen (Kap. 7.5. und 7.6.) sind eingetragen. Die im Teil III eingeführten Kennungen (zum Beispiel KMP1, DEX10 usw.) wurden angefügt, damit die zugrunde liegenden Messdaten und Beobachtungen identifiziert und nachvollzogen werden können. Wenn das entsprechende Symbol in Klammern steht, so heißt dies, dass der verzeichnete Befund nur mittelbar damit in Verbindung steht; es ist dann ein Nebenaspekt des Messpunktes. Seitlich versetzte Darstellungen in einem dünnen Doppelkreis entsprechen „Lupen“, sie enthalten Informationen, die am eigentlichen Ort der Messlokalität graphisch nicht darstellbar gewesen wären.

Horizontalverschiebungen sind pinkfarbig hervorgehoben. Dies betrifft sowohl Scherflächen im Aufschlussbefund als auch größere Blattverschiebungen aus dem geologischen Kartenbild. Bei der Darstellung von älteren Blattverschiebungen, die seither horizontal und vertikal stark versetzt wurden, ist der damalige Verlauf angedeutet worden, unter bewusster Missachtung des graphisch unterlegten heutigen Störungsmusters. Pinkfarbene (Halb-)Pfeile zeigen den Bewegungssinn an. Die Pfeilgrößen sind gestaffelt, sie indizieren das Ausmaß der horizontalen Relativbewegungen. Die größten zeigen Verschiebungsweiten von mindestens 3 km, die mittleren solche von mindestens 1 km, die kleinen solche von mindestens 100 m. Sehr kleine, dünne Pfeile schließlich zeigen lokale Horizontalbewegungen an Scherflächen im Aufschluss an. Ein kreisförmig umrandetes R vermerkt Riedelscherflächen. In Abb. 96 und 101 kommen auch Pull-apart-Strukturen vor; sie sind flächenhaft grau unterlegt. Je nach Sicherheit ihrer Identifikation ist dies ein helles Grau (nicht abschließend gesichert) oder ein mittleres Grau (gesichert).

Bei jüngeren Deformationsakten (DIII bis DVI) sind schematisch diejenigen Störungslinien türkisfarben hervorgehoben worden, die im Verlauf einer späten oder aber einer intermittierenden Dehnungsphase innerhalb des Gesamt ereignisses abschiebend bewegt worden sind. Einzelne Störungen oder nur Teilabschnitte davon können mehrmals vertikaltektonisch mobilisiert worden sein. Kreisförmig umrandete Plus- und Minus-Kreise indizieren relative Hebungen und Senkungen. Die genaue Ausformung der durch Minus-Zeichen markierten Senkungsgebiete bleibt dabei jedoch offen, da kein flächenhafter sedimentärer Beleg (sedimentary record) existiert. Paare von unmittelbar nebeneinander gelegenen kleinen, kreisförmig umrandeten Plus- und Minus-Zeichen zeigen lokal nachgewiesene Flexuren an. Orange-farbene Plus-Zeichen in Abb. 103 zur plio-pleisto-holozänen Deformation DVI (Kap. 8.3.4.) kennzeichnen die interferierende (absolute) Aufstiegsbewegung des Rheinischen Schildes. Die dabei bewegten Abschiebungslinien sind ebenfalls orange markiert.

Erst die intensive junge Vertikaltaltektonek, die sich im Bereich der Trier-Luxemburger Bucht im Oligozän, Miozän und dann vor allem im Plio-Pleistozän abgespielt hat, führte dazu, dass Blattverschiebungsbahnen heute relativ gut rekonstruiert werden können. Die mechanischen Schwächezonen dieser Bewegungsbahnen sind später oft durch Abschiebungen überprägt worden. Erst dadurch wurden sie im geologischen Kartenbild erkennbar. In etlichen anderen Fällen hat an vorgegebenen Bruchflächen durch die Interaktion von horizontaler Scherspannung und (vertikaler) Absenkung eine Schrägabschiebungsbewegung stattgefunden.

Entsprechendes dokumentierte sich auch durch die auf Kluftflächen eingemessenen Lineare. In zahlreichen Fällen verliefen sie nicht exakt horizontal, sondern nur subhorizontal oder mehr oder weniger deutlich geneigt. Für die konkrete Zeitgebundene Interpretation ist dies allerdings nur dann von Interesse, wenn es sich dabei nicht um sekundäre, gemeinsam mit dem Schichtstapel erworbene Verkippungen handelt. Deshalb wurden die schon in früheren Kapiteln angesprochenen geneigten Harnischlineare noch einmal in Hinblick auf die umgebende Schichtlagerung überprüft. Es zeigte sich, dass deren Einfallen im weit überwiegenden Teil der Fälle das lokale Schichteinfallen in der entsprechenden Linear-Richtung (das scheinbare Einfallen) übertraf. Sie sind also tatsächlich Ausdruck von Schrägabschiebungsbewegungen und können entsprechend ausgewertet werden. In den Kartenabbildungen zu den Deformationsereignissen sind derartige Neigungen durch kleine Pfeile oder Pfeilspitzen an den pinkfarbenen eingetragenen Scherlinien angedeutet. In besonderen Fällen – im ent-

sprechenden Kapitel dann extra kommentiert – sind auch einige wenige sekundäre Linearneigungen türkisfarben verzeichnet worden.

Für die Erstellung der Kartenabbildungen mit allen bisher bekannten Beanspruchungen jeder einzelnen Deformationsphase war eine erneute Sichtung sämtlicher Ergebnisse notwendig. Die dabei entstehende Zusammenschau brachte neue Erkenntnisse. Daraus ergaben sich vereinzelt chronologische Neuordnungen von Messergebnissen (Matrixfelder in Teil III). Einzelne Fehler in der dortigen Tab. 1 fielen ebenfalls auf. Daher wird hier mit Tab. 3 eine aktualisierte bzw. berichtigte Version von Tab. 1 abgedruckt. Anstelle von Richtungsgruppen werden darin auch die betreffenden Deformationsereignisse mit ihrer jeweiligen Altereinstufung angeführt.

In einem weiteren Schritt wurde die jeweils herrschende überregionale paläogeographisch-paläotektonische Situation der betreffenden Zeiten genauer recher-

Tab. 3: Im Untersuchungsgebiet dokumentierte Zeugnisse der einzelnen Deformationsereignisse (Streichwerte; Symbolik und Informationsgehalt der aufgeführten Messpunkte vgl. Teil III; in runden Klammern: ungenaue bzw. unsichere Zuordnung, in eckigen Klammern: indirekter Befund).

Def.-phase	Dextrale Horizontalbewegungen		Sinistrale Horizontalbewegungen		Kompressionsrichtung	
	Winkelspanne	Matrixfelder	Winkelspanne	Matrixfelder	Winkelspanne	Matrixfelder
DVI (plio-rez)	87 – 110° —	DEX11, UNB22 – UNB24, (UNB25)	155 – 170° (153 – 170°)	SIN12 – SIN15	126 – 146° —	KMP12, KMP15, (KMP16), KMP18 – KMP21, (UNB28), KMPD4, (KMPD5), KMPD6 + KMPD7, KMPD8
DV (u. Mioz.)	153 – 177° (150 – 180°)	DEX18, ?DEX9 – ?DEX11, UNB37	42 – 59° (34 – 64°)	(SIN2), SIN5, SIN17 – SIN23, ?SIN4 – ?SIN7, (UNB8), UNB11 – UNB16	7 – 25° (7 – 34°)	KMP2, KMPD1 + KMPD2
DIV (o. Oligoz.)	5 – 25° (176 – 25°)	DEX1 – DEX6, DEX19 – DEX23, ?DEX1 – ?DEX3, UNB1 – UNB4, (UNB9)	68 – 82° (62 – 86°)	SIN24 – SIN27, (UNB17), UNB18 – UNB21	33 – 55° —	KMP4 – KMP7, KMPD3
DIII (u. -m. Eoz)	120 – 145° (188 – 150°)	DEX12 – DEX17, DEX28, ?DEX7, UNB27, UNB29 – UNB34, [SIN11], [(SIN12)]	22 – 38° (15 – 43°)	SIN1, SIN3 + SIN4, ?SIN1 – ?SIN3, (?SIN5), UNB5 – UNB7, UNB10, [KMPD1 + KMPD2]	155 – 5° (153 – 10°)	KMP1, KMP3, (KMP22, KMP23), KMP24, KMP29, (KMPD2), [?DEX11]
DII (kru)	79 – 105° (73 – 110°?)	DEX10, DEX25 – DEX27, ?DEX6, ?DEX8, UNB24, UNB26, [KMPD4]	159 – 167° (143 – 167°)	SIN14 – SIN16, UNB35 + UNB36	125 – 144° (125 – 146°)	KMP11, KMP13 + KMP14, KMP16, KMP26 – KMP28, KMPD5 + KMPD6, KMPD8 + KMPD9
DI (jo)	51 – 60° (50 – 69°)	DEX8 + DEX9, DEX24, ?DEX4 + ?DEX5	116 – 134° (112 – 138°)	SIN8 – SIN11, SIN28, (UNB27), (UNB28), [DEX11]	81 – 92° (70 – 105°)	KMP8 – KMP10, KMP25, KMPD4

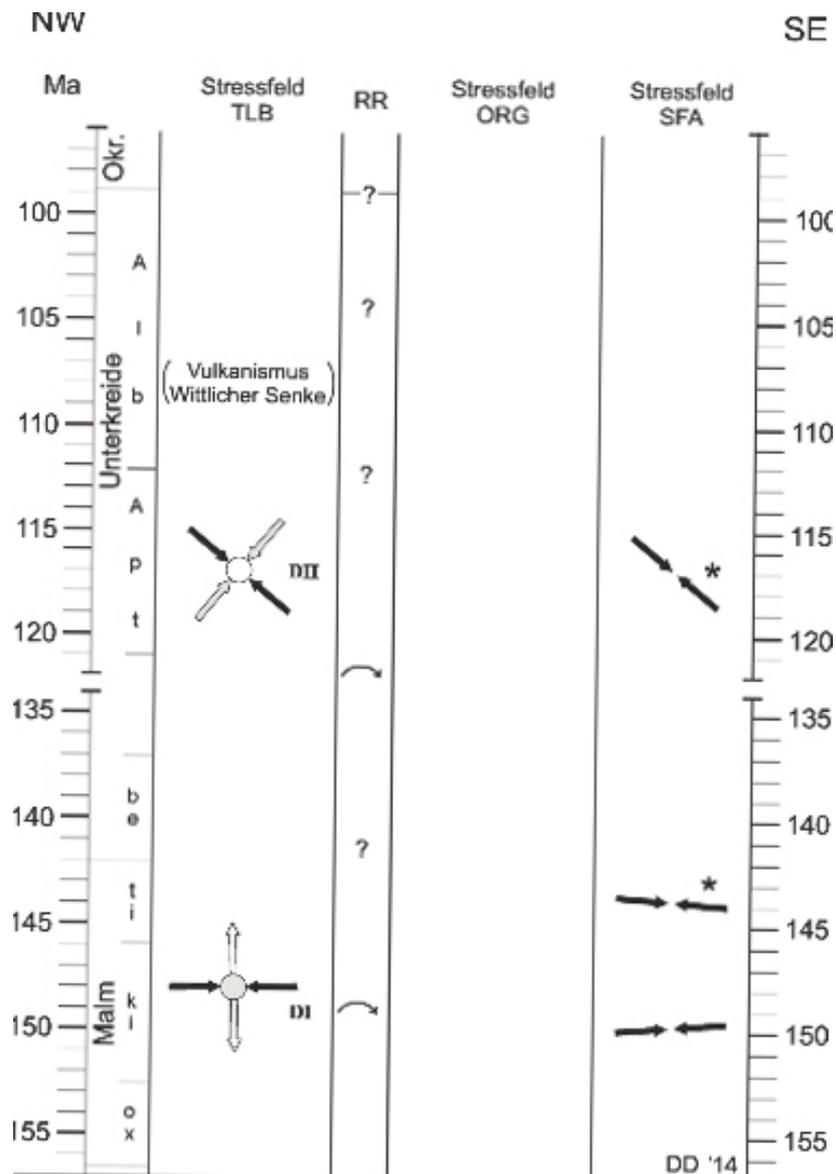
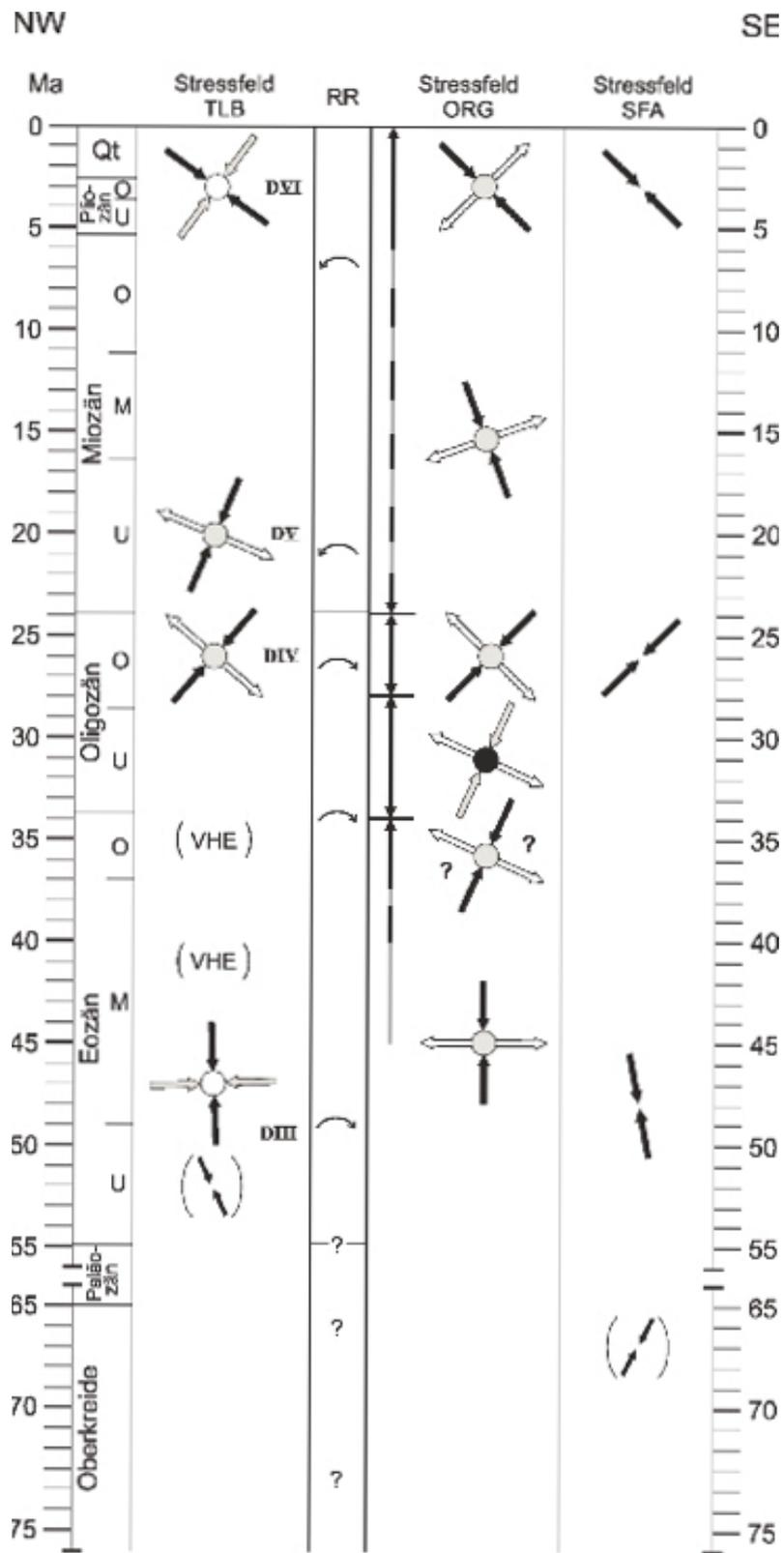


Abb. 87: Kompressive Deformationsereignisse und zugrunde liegende Spannungsfelder in der Trier-Luxemburger Bucht (TLB), im Bereich des Oberrheingrabens (ORG) und in der Schwäbisch-Fränkischen Alb (SFA; nach eigenen Befunden, nach SCHUMACHER 2002 und SCHWARZ 2012; Stressvektoren in der SFA gegenüber den Originaldaten (vgl. Abb. 85) teilweise modifiziert, weitere Darlegungen im Text; Rotationsrichtungen (RR) gegenüber Abb. 85 teilweise neu interpretiert; Signatur der Hauptnormalspannungen: σ_1 = schwarz, σ_2 = hellgrau, σ_3 = weiß; VHE: Vulkanismus in der Hocheifel an Nord-Süd-Lineamenten, *: zeitlich aufgeschlüsseltes „ENE/SE-Bruchsystem“).

chiert. Für die beiden ersten Deformationsereignisse – DI im Oberjura und DII in der Unterkreide – ergab sich daraus eine im Detail etwas veränderte zeitliche Einstufung. So wurde denn auch eine aktualisierte Version von der Abb. 85 in Teil III erarbeitet, es ist Abb. 87. Die darin verglichenen drei Untersuchungsgebiete (Trier-Luxemburger Bucht, Oberrheingraben und Schwäbisch-Fränkische Alb) sind darin nunmehr nach Art eines Profilschnitts von Nordwesten nach Südosten angeordnet.

Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht



Die Charakterisierung von Beanspruchungsmustern bei SCHWARZ (2012), für die Schwäbisch-Fränkische Alb, hatte sich auf horizontale Kompressionsrichtungen beschränkt. Die sonst in Abb. 87 dargestellten Stressfelder bilden nicht nur die Ausrichtung der maximalen horizontalen Schubspannung in schwarz ab, sondern geben auch – über die Abstufung von Grau und Weiß – Auskunft über die Raumlage von σ_2 und σ_3 . Die diesbezüglichen Darstellungen für den Oberrheingraben sind in der von SCHUMACHER (2002) dargestellten Art übernommen worden. Zu den Stressfeld-Abbildungen für die Trier-Luxemburger Bucht ist folgendes anzumerken. Berücksichtigt wurden nur kompressive Ereignisse (Szenarien a und b in Abb. 86). Gegebenenfalls intermittierende Ereignisse mit dehnender Beanspruchung werden in Abb. 87 vernachlässigt. Die dargestellte Verteilung von Schwarz, Grau und Weiß bei DI bis DVI orientierte sich daran, welches Deformationsszenario strukturell am deutlichsten dokumentiert ist (Szenario a oder b). Wenn σ_3 in der Horizontalen dargestellt ist, so schließt dies nicht aus, dass es vor einem sehr wirksamen Blattverschiebungsregime (Szenario b) nicht doch eine kurze Phase stärkerer Kompression stattgefunden hat (Szenario a). Im Normalfall zeigte sich ein allmähliches Abklingen der horizontalen Einengung, mit entsprechendem Wechsel der Szenarien von a über b zu c. Eine längere Endphase mit ausgeprägter Extension (Szenario c) ist allerdings nicht in allen Fällen nachweisbar gewesen. Bei der sehr vielgestaltigen, plio-pleisto-holozänen Deformation DVI ist in Abb. 87 das stärkste nachweisbare, heute allerdings nicht mehr überall im Untersuchungsgebiet wirksame Deformationsregime dargestellt worden (vgl. Kap. 8.3.4.).

8.2. Mesozoische Deformationen

Im frühen Mesozoikum, in der Trias und im frühen Jura, vollzog sich im Bereich des Untersuchungsgebietes die Sedimentation des heute dort anstehenden Deckgebirges. Synsedimentär ist es dabei schon zu einer gewissen dehnenden Beanspruchung des Beckenraumes gekommen. Der unterlagernde paläozoische Sockel reagierte auf diese Extension mit differentiellen Absenkungsbewegungen. Im Detail lässt sich dies vor allem aus den Mächtigkeiten- und Faziesmustern des Muschelkalks und Keupers ablesen (DITTRICH 1989, 2011b, in Vorb. a). In größerem Maßstab bildet sich dies auch für andere Schichtabschnitte zwischen Buntsandstein und Lias ab (SCHINTGEN & FÖRSTER 2013). Generell zeigt sich eine Beeinflussung durch regionale Subsidenzunterschiede. Die jeweils angreifenden extensiven Stressfelder sind im Einzelfall zu erahnen (DITTRICH 1989). Etwas Drastischeres als weitspannige Verbiegungen des Beckenbodens oder etwas engräumigere Flexurzonen ist jedoch nicht nachzuweisen. Synsedimentäre Bruchtektonik innerhalb des mesozoischen Schichtenstapels fehlt. Lediglich im tieferen Buntsandstein bei Trier ist eine syngenetische Abschiebungstektonik lokal nicht auszuschließen (DITTRICH 2011b, in Vorb. b), dahingehend existieren jedoch noch zu wenige Daten und Auswertungen. Triassische oder frühjurassische Kompressionstektonik ist jedenfalls nicht nachweisbar. Eine Beckengeschichte mit einer nahezu kontinuierlichen Sedimentanhäufung setzt ja auch ein überwiegend dehnendes Gesamtregime voraus.

In Südwest-Luxemburg, im Bereich der Eisenerzlagerstätte der Minette, reicht die erhaltene Schichtenfolge bis zum Bajocien, dem mittleren Dogger. Im größten Teil des Untersuchungsgebietes, nördlich der Siercker Schwelle, im Saargau und in der (deutschen) Trierer Bucht, stehen nur noch Trias und Unterer Lias an (LGB 2005). Im südostluxemburgischen Teil des Untersuchungsgebietes kommen noch Mittlerer und Oberer Lias hinzu (BERNERS 1985a).

Die schon in Kap. 7.6. (Teil III) eingeführten Deformationsereignisse DI und DII haben ein spätmesozoisches Alter. Ab dem höheren Jura brach in der Trier-Luxemburger Bucht die kontinuierliche Sedimentationsgeschichte ab. Anschließend begannen die postsedimentären Deformationen. Phasenweise kam es dabei auch zu einer kompressiven Überprägung des Sedimentstapels. Der unterliassische (hettangische) Luxemburger Sandstein (li2) ist bereits von der ältesten, oberjurassischen Deformation DI erfasst worden. Darauf deuten wohl die im Luxemburger Sandstein des Ferschweiler Plateaus angetroffenen Dehnungsklüfte (KMPD4; mehr dazu später). Für die unterkretazische Deformation DII (und dann auch früh-eozän) ist dann auch eine horizontaltektonische Überprägung dieses Gesteins nachgewiesen. Es entstanden darin Horizontalharnische und enggescharte Scherbrüche (DEX10). Auch mit Eisenoxidhydrat mineralisierte Dehnungs- und Scherklüfte aus dieser Zeit sind erhalten (KMPD6 und evtl. auch KMPD4). Der umgebende Kalksandstein muss also zum Zeitpunkt der unterkretazischen Beanspruchung schon hinreichend diagenetisch verfestigt gewesen sein. Bei der vorhergehenden oberjurassischen Deformation DI hingegen könnte sich die bleibende strukturelle Überprägung der Gesteinsgefüge noch maßgeblich auf die tieferen, schon besser verfestigten triassischen Gebirgsstockwerke beschränkt haben.

Im Folgenden soll die im höheren Jura abgelaufene Deformationsgeschichte näher dargestellt werden. Die der oberjurassischen Deformationsphase DI zugeordneten Gefügemerkmale für Einengung und Scherung sind durch mehrere Eigenheiten als alt gekennzeichnet. Im Aufschlussbefund sind nicht sehr viele solche Relikte erhalten geblieben. Dies ist wenig erstaunlich, da diese Gefügemerkmale ja immerhin durch 5 nachfolgende Deformationsereignisse überprägt worden sind. Die Einengungsmerkmale von DI zeigen eine damals noch vorhandene mächtige Gebirgsüberlagerung an. Aufgrund der Versenkungstiefe waren Drucklösungsprozesse und in geringerem Ausmaß wohl auch Faltenbildungen im Bereich von wenigen Hundert Metern möglich. Die dazugehörigen Blattverschiebungen versetzten lediglich alt angelegte Strukturen. Im heutigen Kartenbild sind diese horizontaltektonischen Bewegungsbahnen von jüngeren Störungen überlagert. Vor allem die Ost-Neigungen, die bei Bewegungslinearen beider Scherrichtungen (sinistral und dextral) gelegentlich beobachtet werden konnten, deuten auf eine paläogeographisch-paläotektonische Situation hin, die stark von der in der jüngeren Erdgeschichte abweicht und daher wohl ein erhebliches Alter besitzt.

Die Deformation DI war durch eine 81 bis 105° orientierte Kompressionsrichtung gekennzeichnet. Beim Messpunkt KMP25, nordwestlich von Wintrange in Süd-Luxemburg, zeigte sich diese Ost-West-Einengung dadurch, dass eine große, variszisch (WSW-ENE) streichende Mulde bzw. Senke sekundär kleinräumig kompressiv überprägt worden ist (vgl. Kap. 7.1.2.). Die genannte Mulde bzw. Senke musste zuvor also schon existiert haben. Deren Bildung war wohl durch eine frühe Extension des Deckgebirges in NNW-SSE-Richtung verursacht worden, die dazu führte, dass alt angelegte Strukturen des variskisch deformierten Sockels ins auflagernde Deckgebirge durchgepaust wurden. Eine strukturelle Zergliederung in Hoch- und Tiefzonen hatte sich dadurch herausgebildet.

Eine vertikaltekttonische Betonung der Hochlage von Born bildete sich im Messpunkt KMP9 ab. Dort bei Kersch waren 80 bis 82°-streichende, nordwärts einfallende Schrägklüfte sichtbar, die durch eine nachfolgende Ost-West-Kompression mit Drucklösung überprägt worden waren. Ursprünglich hatten sie eine schwache, nordwärts gerichtete Abschiebungstektonik am Nordrand der Schwelle von Blaschette–Born be-

gleitet. Diese alte Schwelle hatte sich schon in triassischer Zeit als Hochgebiet abgezeichnet (DITTRICH 1989). Die genannte Abschiebungstektonik belegt eine Dehnung etwa in 170°-Richtung, welche noch einige Zeit vor der Deformation DI stattgefunden hat. Bei diesem extensiven Ereignis handelte es sich jedoch nicht etwa um eine dieser Deformationsphasen, wie sie in den nachfolgenden Zeiten mit den Kennungen DI bis DVI ausgewiesen wurden. Kein kompressiver Schub war dabei zu registrieren, sondern bloß Dehnung und relative Absenkung (Szenario c). Deshalb erscheint diese Deformation weder in Abb. 85 noch in der später noch eingeführten Abb. 87. Trotzdem ist diese Extensionsphase von Interesse, da zu dieser Zeit erste Strukturen vorge-

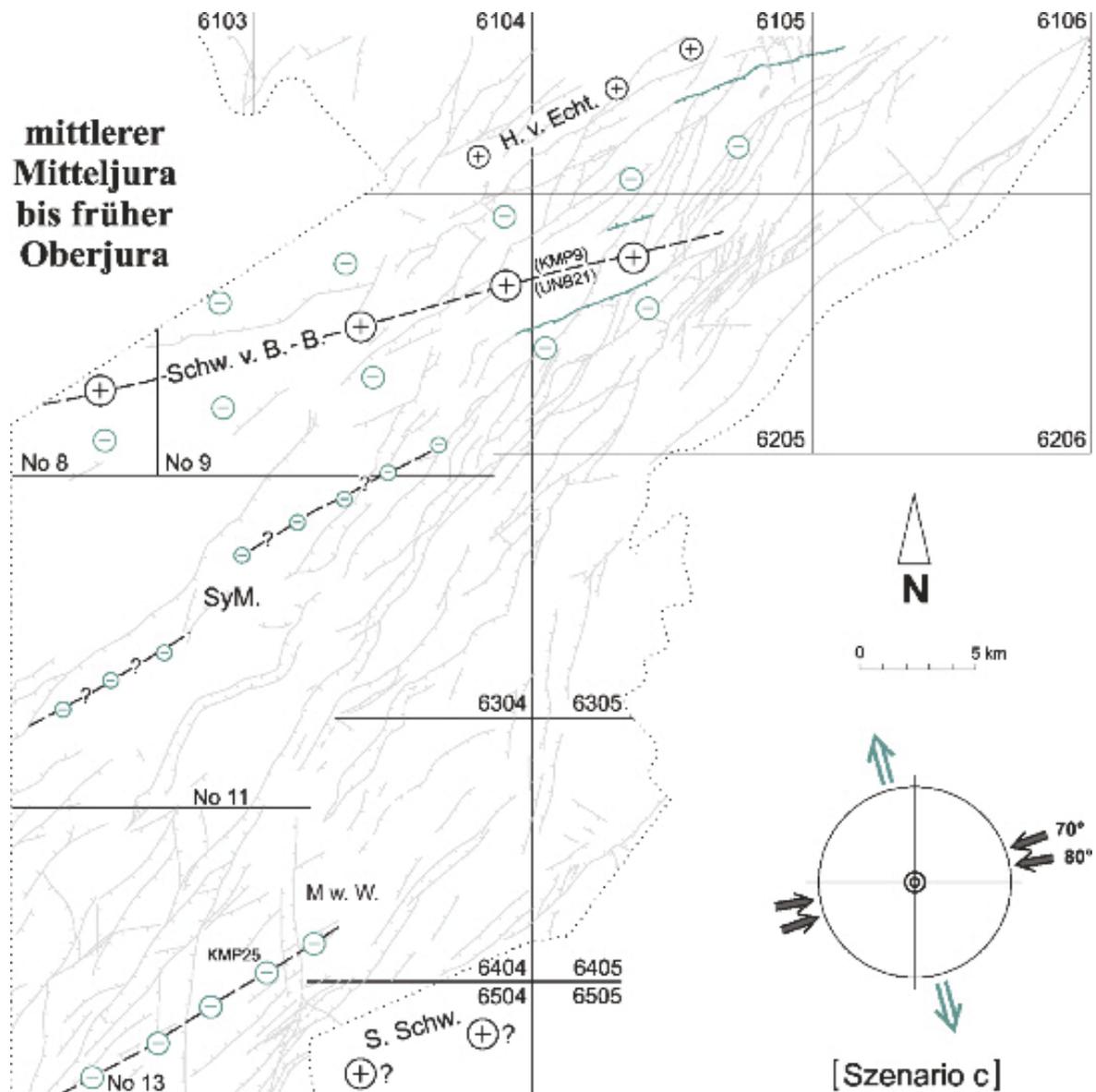


Abb. 88: Deformationsmuster im südlichen Untersuchungsgebiet im Zeitraum Mittel-/Oberjura (Erklärung der Signaturen in Kap. 8.1.; σ_1 ist vertikal orientiert). Abgekürzte Bezeichnungen: Horst von Echtenach, Schwelle von Blaschette-Born, „Syrtalmulde“, „Mulde von Wintringen“, Siercker Schwelle.

zeichnet wurden, die dann bei den folgenden Kompressionsereignissen zur Reaktivierung und Überprägung zur Verfügung standen. Zuvor war das Deckgebirge noch – abgesehen von der Schichtung – nahezu homogen und „gefügefrei“ gewesen.

Altersmäßig muss diese Dehnungsphase vor der oberjurassischen Deformation DI einzuordnen sein. Andererseits muss sie nach der Ablagerung und (ersten) diagenetischen Verfestigung des triassisch-unterjurassischen Deckgebirges stattgefunden haben. Der Zeitraum grenzt sich also auf höheren Mitteljura bis frühesten Oberjura ein.

Es stellt sich die Frage nach der überregionalen tektonischen Situation zu dieser Zeit. Im mittleren Mitteljura prägte Nord-Süd-gerichtete ozeanische Spreizung im Penninischen Trog das paläotektonische Geschehen. Bei ZIEGLER (1999: Plate 12) ist diese Riftzone als South Penninic-Piedmont-Ligurian Basin (PL) abgebildet. Südlich des Untersuchungsgebietes streicht diese Struktur Südwest-Nordost. Eine gewisse regionale Ablenkung der Nord-Süd-Dehnung in Richtung Nordwesten ist demnach wahrscheinlich. Die oben beschriebene 170°-Dehnung kann also in der Zeit vom höchsten Mitteljura bis in den frühesten Oberjura stattgefunden haben.

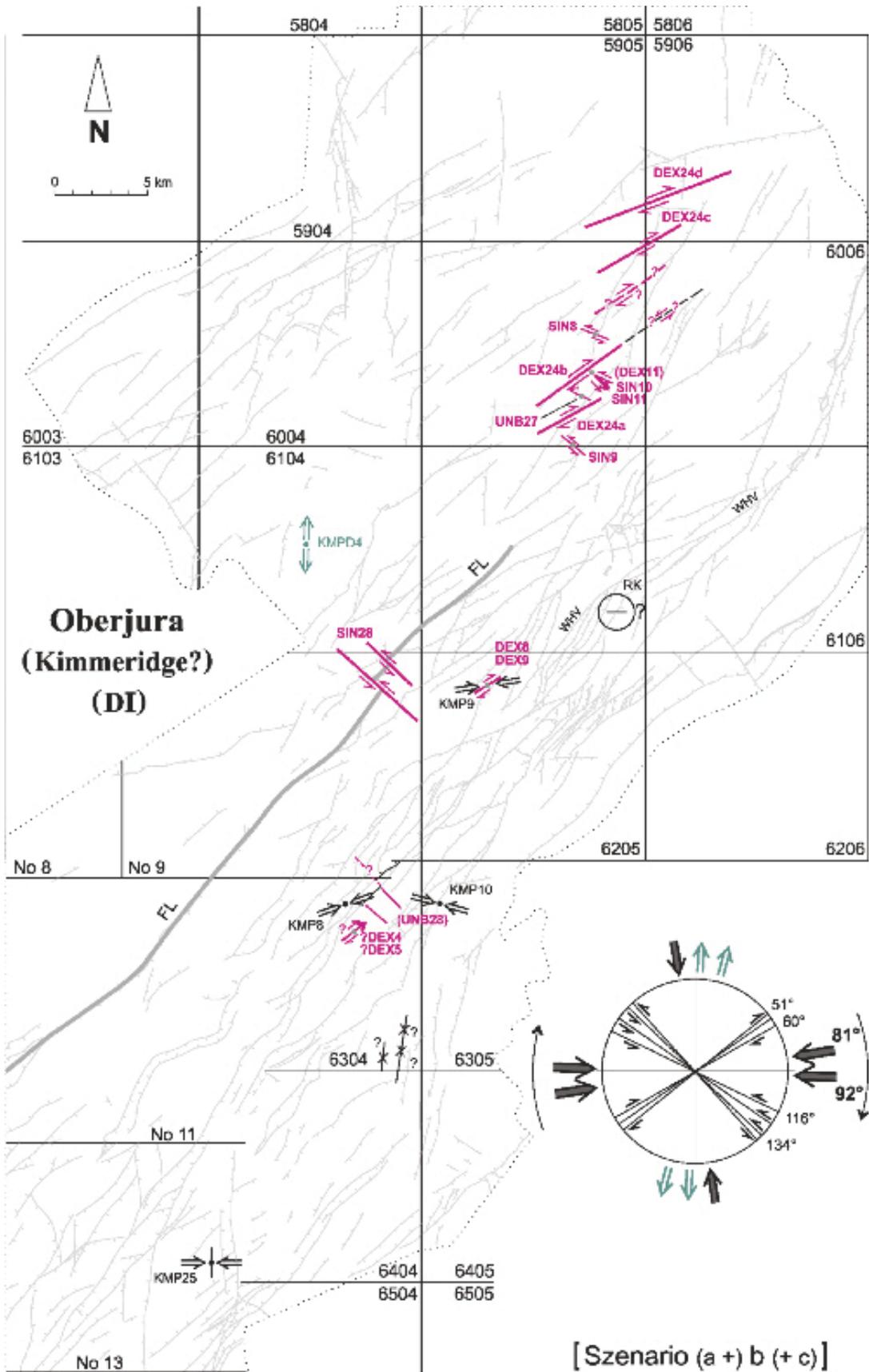
Die Abb. 88 verdeutlicht die strukturelle Situation im Untersuchungsgebiet. Nach Norden ist sie verkürzt, da dort noch entsprechende Anhaltspunkte fehlen (Kap. 9.1.).

Durch Dehnung und differentielle Absenkung bildeten sich lang gestreckte Flexurzonen mit kleineren Abschiebungen und Kleinstörungen, die ausgedehnte Hoch- und Tiefstrukturen begrenzen. Es sind diejenigen schon von LUCIUS (1948) beschriebenen und abgebildeten „Mulden“ und „Sättel“, die WSW-ENE streichen. Anders streichende, echte kompressive Mulden- und Sattelstrukturen kamen erst später, in den Deformationsphasen DII und DIII hinzu. Unmittelbar nachgewiesene Extensionsstrukturen aus der mittel- bis oberjurassischen Zeit sind die „Mulde von Wintringen“ (Wintrange, vgl. KMP25) und die Nordabdachung vom späteren „Sattel von Born“ (KMP9). Andere, vermutete derartige Strukturen sind die „Mulde von Bourglinster“ in Mittel-Luxemburg (Graben von Junglinster bei DITTRICH 1989, vgl. Abb. 2 in Teil I) und zwei WSW-ENE-ausgerichtete Abschnitte der „Syrtalmulde“ von LUCIUS (1948: Tafel IV; Abb. 88). Im Süden kommt möglicherweise ein weniger stark abgesenktes Areal im Bereich des späteren „Sattels von Sierck“ hinzu.

Anschließend erfolgte die schon erwähnte kompressive Verformung des Deckgebirges durch die Deformationsphase DI. Die Ausrichtung der erfassten Kompressionsmerkmale schwankt zwischen 70 bis 105° (Tab. 3). Der Mittelwert liegt etwa bei 88° (WSW-ENE). Dies entspricht weitgehend den Darstellungen von SCHWARZ (2012: Abb. 9) zur ersten postsedimentären Kompressionsbeanspruchung in 80°-Richtung im Bereich der Schwäbisch-Fränkischen Alb.

In der Trier-Luxemburger Bucht sind etwa 70°-streichende Zapfen von Horizontalstylolithen belegt (KMP8, bei Grevenmacher, Abb. 89). Diese bildeten sich wohl bei einer ersten Anpressung. Slickolite-Rillungen zeigen eine 81°-Kompression an (KMP9, bei Kersch). Dennoch scheint das Ereignis DI keine sehr starke Gesamtdeformation gewesen zu sein. Das von LETOUZEY (1986) skizzierte Szenario a (Abb. 86) ist nur wenig dokumentiert. Zur Entstehung von größeren Falten kam es nicht. Es entstanden eher schwach ausgeprägte „Beulungen“. Es sind die schon genannten Nord-Süd streichenden Spezialfalten in der weitgespannten „Mulde von Wintringen“ (KMP25). Die kleinen Muldenachsen im Südostteil vom GK25-Blatt 6304 Wincheringen zählen wohl auch dazu. Überdies entstand bei der Ost-West-Kompression eine im Aufschluss nachgewiesene Kleinaufschubung (KMP10, bei der Merten-Mühle).

Dextrale Scherbewegungen dieser Deformationsphase verlaufen in (E)NE-(W)SW-Richtung (etwa 51 bis 60°, Tab. 3). Es entstanden sowohl nachrangige Scherflächen als



auch mindestens vier Blattverschiebungen. Sie liegen alle im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes (DEX24) und zeigen horizontale Verschiebungsweiten zwischen 500 m und 1,4 km. Die entsprechenden Bewegungsbahnen streichen Nordost-Südwest. Sie bewirkten einen mehrfach en-echelon gestaffelten Horizontalversatz des alt angelegten Ostrand der Saargauer Grabenzone. Diejenige Blattverschiebung, die westlich von Speicher das Kylltal quert (DEX24b), streicht mit etwa 50° etwas „steiler“ als die drei anderen (60-69°). Sie verläuft innerhalb des alt angelegten Randstreifens zwischen der Luxemburger Zentralschwelle und dem Luxemburger Zentralgraben (Abb. 5 in Teil I; Abb. 105 in Kap. 9.1.). Diese alte Sockelfuge des diagonalen Richtungssystems, die schon in der Trias mehrfach vertikal mobil war, ist nun offenbar auch horizontaltektonisch (re-)aktiviert worden. Anders ist es bei der nördlichsten der vier Blattverschiebungen von DEX24, derjenigen mit der „flachsten“ Streichrichtung (69°, DEX24d). Diese liegt schon im Einflussbereich der variszisch streichenden Großstruktur der Ardennen-Südrandzone, wo eher WSW-ENE-ausgerichtete Trennflächen vorgezeichnet waren.

Eine weitere horizontaltektonische Bewegungsbahn bei Kersch ist erst bei einer Neubegleichung im April 2013 (nach der Fertigstellung von Teil III) erkannt worden. Sie verläuft in der zurück verlegten und neu aufgeschlossenen Südwest-Seite gegenüber der Zufahrtsrampe des Steinbruchs. Ihr Streichen beträgt etwa 62°, wenig weiter südöstlich wurden daran auch 54° und 65° gemessen. Dies ähnelt stark den schon früher erhobenen Messwerten von DEX8 und DEX9. Interessanterweise zeigte sich stellenweise eine partielle Einbeziehung der schon beschriebenen NNW-fallenden Schrägklüfte (70-80°, Messpunkt KMP9) in diese Horizontalbewegung. Wieder erweist sich die schon bekannte Altersabfolge. Die Schrägklüfte (vgl. Abb. 88) sind älter als die Deformation DI.

Die sinistralen Bewegungen fanden an etwa 116 bis 134° streichenden Flächen statt (Tab. 3). Dazu gehört auch die westlich von Speicher eingemessene Bewegungsfläche, die unter der Bezeichnung DEX11 beschrieben wurde. Es ist eine primär sinistral bewegte Scherfläche, die später dann – bei der Deformation DII – als dextrale Schrägabschiebung reaktiviert worden ist.

Zwei größere sinistrale Blattverschiebungen der Deformationsphase DI konnten bei Osweiler nachgewiesen werden (Abb. 89: SIN28). Sie streichen 132° und 134° und zeigen horizontale Verschiebungsweiten von 400 bis 700 m. Dieser zweifache sinistrale Versatz führte dazu, dass sich die große, alt angelegte „Faille de Luxembourg“ (FL) nach Norden hin weiter im Nordwesten fortsetzt (Abb. 72 in Teil III). Die genannte Großstörung ist weitaus älter als die Deformation DI (Kap. 9.1.). Nach Südwesten hin hält sie sehr weit durch, bis nach Lothringen. Von LUCIUS (1948) war sie als „Verwerfung von Crusnes“ oder als „Verwerfung von Crusnes – Deutsch-Oth – Hesperange“ bezeichnet worden.

Ein ähnlicher Effekt einer sinistralen Verschiebung könnte sich im nördlichen Saargau bei den um 132° streichenden Messwerten von UNB28 abbilden. Es handelt sich dabei um zwei individuelle, große 128° und 135° streichende strukturelle Lineationen. Nordwestlich der nördlicheren von beiden zeigt sich eine schwer fassbare Komplizierung der lang gestreckten heutigen Schmalgrabenzone Mondorf–Wasserbillig (bzw.

Abb. 89: Deformationsmuster zur Zeit des Oberjura (Erklärung der Signaturen in Kap. 8.1.). FL = Faille de Luxembourg, WHV = Wittlicher Hauptverwerfung, RK = „Ramsteiner Kessel“.

Mondorf–Meerfeld). Möglicherweise verbirgt sich dort ein oberjurassischer Versatz der im Untergrund angelegten alten Fuge, der durch spätere Überprägung und junge Nachbrüche nur noch schwach erkennbar ist.

Die Ergebnisse von SCHWARZ (2012) machten für den Zeitraum Oberjura-Unterkreide eine Rotation des Stressfeldes im Uhrzeigersinn wahrscheinlich (Abb. 85 in Teil III; Abb. 87). Entsprechendes bildet sich auch in der Trier-Luxemburger Bucht ab. Scheunungsmerkmale, die höhere Streichwinkel aufweisen, sind mit einer geringen Neigung der Harnischlineare verbunden. Ein spätes Szenario b mit einem deutlich weiter-rotierten Stressfeld klingt darin an (vgl. auch KMPD4). Deutlich wird dies im Kylltal westlich von Speicher, wo in einem alten Steinbruch die Messpunkte SIN10 und SIN11 erhoben wurden. Die Lineare von SIN10 streichen 130° und verlaufen horizontal. Darin und auch in der primär sinistralen Vorläuferbewegung der DEX11-Scherfläche bildet sich die sinistrale Ausgleichsbewegung zwischen den beiden südlichen Blattverschiebungen von DEX24 ab (Abb. 89). Die Lineare von SIN11 hingegen streichen mit 138° und sind mit 5° nach Südosten geneigt. Sie dokumentieren also eine gewisse Schrägabschiebung mit Abwärtsbewegung in südöstlicher bzw. südlicher Richtung. Ähnliches zeigt sich im Messpunkt ?DEX5 im Bergwerk Wellen. Die dortigen dextralen Lineare waren schwach nach Nordosten geneigt. Daraus lässt sich eine Schrägabschiebung mit Absenkung nach Nordosten bzw. Norden ableiten.

Die Datenlage dieser Absenkung ist zugegebenermaßen (noch) sehr gering. Nimmt man aber die beiden Bewegungsrichtungen zusammen und bringt sie in die Karte, so könnte sich darin ein schwach absinkendes Gebiet östlich und südlich der Wittlicher Hauptverwerfung (WHV in Abb. 89) abbilden. Dort im Bereich des „Ramsteiner Kessels“ (RK) war es schon im frühen Buntsandstein zu verstärkter Beckenabsenkung gekommen (DITTRICH 2011b: S. 30). Das Gebiet liegt im Bereich der Wittlicher Senke, die ihrerseits im Bereich der Mosel-Mulde eingebrochen ist. MEYER (2013: S. 616) betonte bereits die lang anhaltende, immer wieder anklingende Senkungstendenz dieser Region. Möglicherweise traf dies auch für die Oberjura-Zeit zu. Es könnte sich in diesem Senkungsareal eine Art Ur-Anlage der späteren Mittel-Mosel andeuten.

Wie fügen sich nun die skizzierten Beobachtungen in der Trier-Luxemburger Bucht und in der Schwäbisch-Fränkischen Alb in das überregionale Geschehen ein? Der Jura ist ja bekanntermaßen die Zeit der Atlantik-Öffnung. Diese übergeordnete Situation von Rifting und ozeanischer Spreizung lässt eher ein generell extensives Regime mit entsprechender Abschiebungstektonik erwarten (Szenario c). Von SCHWARZ (2012) war jedoch das erste nachsedimentäre Kompressionsereignis altersmäßig in den Zeitraum Oxford-Tithon (ox–ti, Malm) gestellt worden. Dies betraf das sogenannte NE/ESE-Bruchsystem, dem 80° -Einengung zugrunde gelegen hatte. Eine exaktere Datierung war anhand der dortigen Befunde nicht möglich gewesen. Das entsprechende Ereignis in der Schwäbisch-Fränkischen Alb ist demzufolge in Abb. 85 in Teil III und in der aktualisierten Abb. 87 in der Mitte dieser Zeitspanne verzeichnet worden. Eine oberjurassische Einstufung ist auch für die Deformationsphase DI im Untersuchungsgebiet plausibel. In Abb. 87 ist diese allerdings aufgrund der schon etwas „weiter-rotierten“ Einengungsrichtung von durchschnittlich etwa 88° in einem etwas späteren Zeitraum eingetragen worden. Schon in Kap. 7.6. war dargelegt worden, dass wohl eine gewisse Zeit verging, bis sich der Einengungsschub von Osten bzw. Südosten her bis in die Trier-Luxemburger Bucht hin strukturell „durchgearbeitet“ hatte.

ZIEGLER (1999: Plate 13) verdeutlichte die paläogeographisch-paläotektonische Situation im Oberjura (Oxford–Tithon). Eine alpidische Einengungsfront im Süden existierte zu dieser Zeit noch nicht. Der Darstellung gemäß war das Untersuchungsgebiet

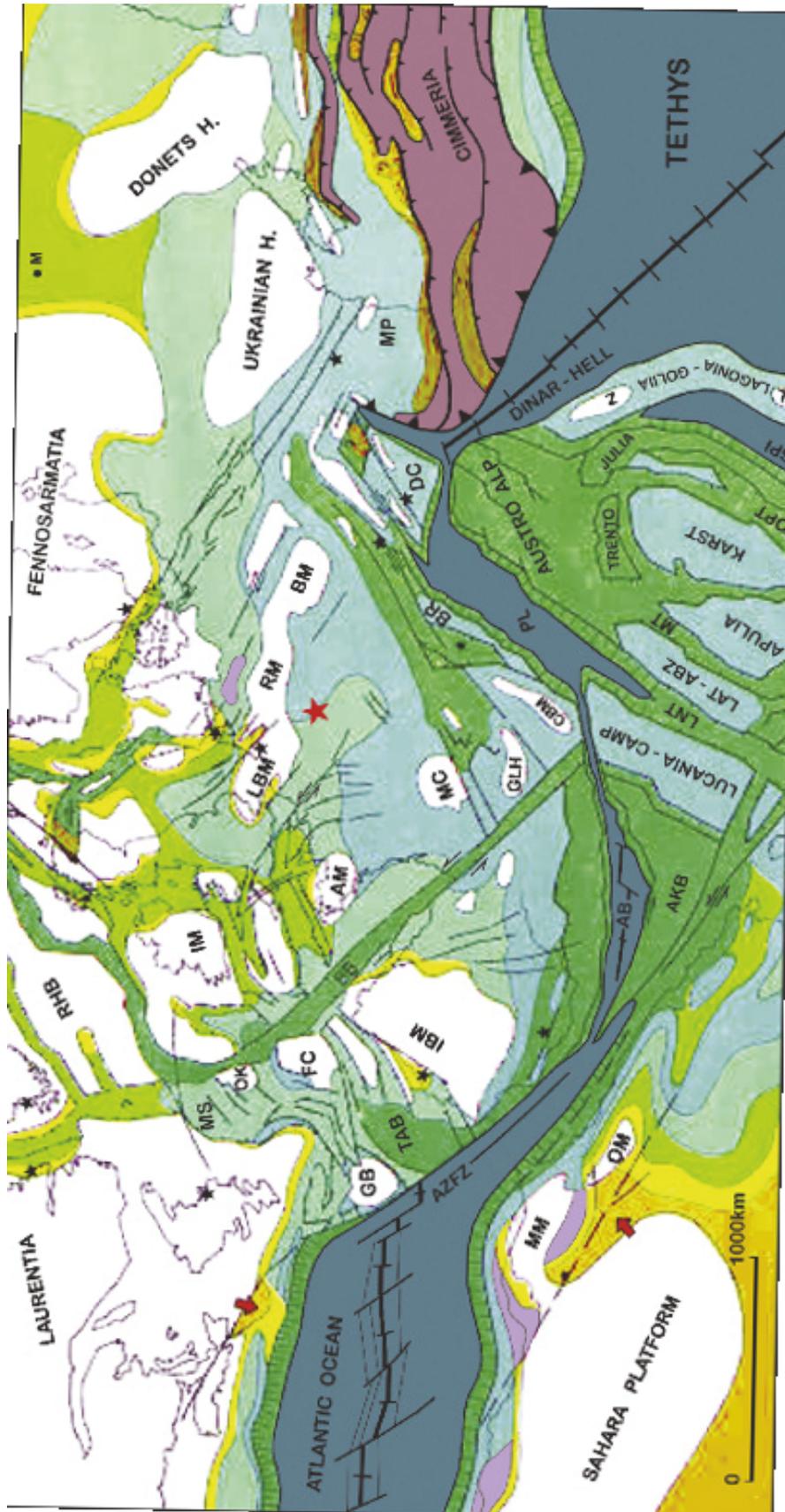


Abb. 90: Plattentektonische Situation im Oberjura, zwischen der Tethys und dem entstehenden nördlichen Atlantik (Ausschnitt aus ZIEGLER (1999: Plate 13). Die Lage des Untersuchungsgebietes ist mit einem roten Stern markiert; weitere Erläuterungen im Text.

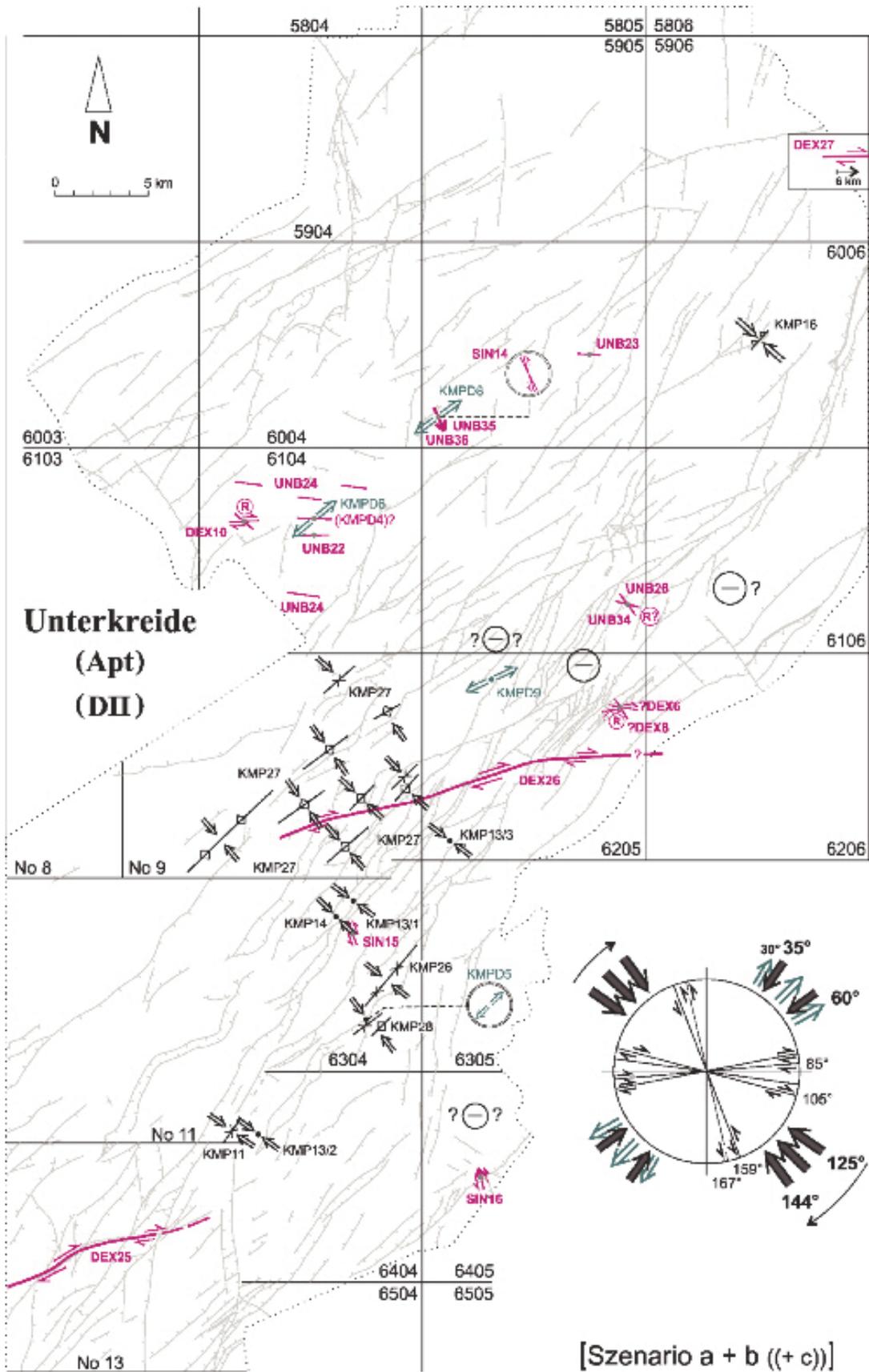
am Südrand des Rheinischen Massivs (RM in Abb. 90) folgenden überregionalen Einwirkungen unterworfen. Eine große sinistrale Scherzone mit 127 bis 128°-Streichen durchzieht das spätere Pariser Becken, zwischen dem Armorikanischen Massiv (AM) und dem London-Brabanter Massiv (LBM). Südlich des Rheinischen Massivs senkt sich ein tieferes marines Becken ein. Der Osten wird durch eine Einengungsfront geprägt, mit Überschiebungen entlang der nach Westen und Südwesten vorstoßenden Cimmeria-Platte. Im Westen herrscht Nord-Süd-wärtige Ausdehnung, bedingt durch die Atlantik-Öffnung. Das Gebiet zwischen dem damals Ost-West-verlaufenden mittelozeanischen Atlantik-Rücken und der Cimmeria-Front ist also durch Nord-Süd-Spreizung und Ost-West-Einengung beeinflusst. Dies alles entspricht ziemlich genau dem zum Deformationsereignis DI dokumentierten Geschehen (Abb. 89). Der zweifache sinistrale Versatz bei SIN28 korrespondiert mit dem tektonischen Regime im Pariser Becken. Weiter östlich und nordöstlich kommt die dazu konjugierte dextrale Scherung hinzu. Die für einen späteren Abschnitt der Gesamtdeformation dokumentierten Neigungen der Lineare schließlich spiegeln die Tendenz zur Beckenabsenkung im (Süd-)Osten wider.

Die nachfolgende unterkretazische Deformationsphase DII stellt sich völlig anders dar. Ein deutlich verschieden ausgerichtetes, sehr starkes Stressfeld ist zu rekonstruieren. Dass es sich dabei um ein altes Einengungsereignis handelt, ist gesichert. Die damalige Versenkungstiefe des Gebirges ermöglichte eine bruchlose Verfallung und verschiedene Drucklösungsprozesse. Dies erweist sich in zahlreichen markanten Faltenstrukturen, in horizontalen Stylolithenzapfen und in „Slickolite striae grooves“. Die Scherflächen dieser Deformation werden teilweise schon im Aufschlussbefund von jüngeren Flächen versetzt bzw. durchschnitten. Die entsprechenden Blattverschiebungen versetzen nur alte, schon permisch und triassisch angelegte Strukturen. Andererseits werden diese Blattverschiebungslinien von jüngeren (eoziänen und mioziänen) Verschiebungsbahnen zerschnitten und auch von zahlreichen jüngeren Abschiebungen überlagert. Wieder sind, wie schon bei der Deformationsphase DI, „unmoderne“ ostwärtige Neigungen von Harnischlinearen zu beobachten.

Die unterkretazische Kompressionsrichtung verlief in Nordwest-Südost-Richtung. Streichwerte zwischen 125° und etwa 144° bzw. 146° sind nachgewiesen (Abb. 91, Tab. 3). Vor allem im nördlichen Saargau und im ostluxemburgischen Gebiet Wasserbillig-Grevenmacher-Manternach-Mompach existieren im Muschelkalk- und Keuper-Stockwerk zahlreiche Sattel- und Muldenstrukturen. Im Nordosten des Untersuchungsgebietes hingegen steht eher Buntsandstein an. Im dort heute zutage tretenden tieferen Gebirgsstockwerk – im Bereich der Devon/Buntsandstein-Diskordanz – fand sich die Aufschiebung bei Arenrath (KMP16). Beides, die Faltenachsen und diese Aufschiebung, entsprechen dem Szenario a bei LETOUZEY (1986; Abb. 86). Die beiden stärksten Hauptnormalspannungen (Schubspannungen) lagen horizontal, die schwächste Kraft σ_3 verlief vertikal.

Bei abnehmender Stärke von σ_1 setzte dann Scherung ein (Szenario b). Anders als beim Deformationsereignis DI ist allerdings kein einfacher gradueller Trend von Szenario a zu b und schließlich zu c festzustellen, welcher sich im Zuge einer allmählich fortschreitenden Rotation des Stressfeldes einstellte. Stattdessen sind noch Faltenstrukturen entwickelt, die auf ein ausgeprägt kompressives Stressfeld in 135°- oder

Abb. 91: Deformationsmuster zur Zeit der höheren Unterkreide (Erklärung der Signaturen in Kap. 8.1.).



sogar 143°-Richtung hindeuten (KMP14 bzw. KMP28; Szenario a). Andererseits überspannt die Ausrichtung der (dextralen) Scherflächen einen recht weiten Winkelbereich (Abb. 91). Wahrscheinlich war die genaue Ausprägung des Stressfeldes variabel und es kam mehrfach zu Schertektonik.

Dextrale Relativbewegungen sind durch drei große Blattverschiebungen und mehrere im Aufschluss eingemessene Scherflächen mit horizontalen Linearen dokumentiert (Abb. 91). In zwei Fällen, beim Messpunkt DEX10 im Westen und bei ?DEX6 mit ?DEX8 im Osten, konnten auch Riedelflächen beobachtet werden. Auch für UNB26 (105°) mit UNB34 (145°) bei Kordel im Osten könnte dies gelten. Dass sekundäre Scherflächen ausgebildet sind, unterstreicht abermals die Stärke dieses Deformationsereignisses. Polierte Scherflächen sind ein weiterer Hinweis darauf.

Die starke WNW- bzw. Nordwest-Neigung von etwa 10° bei den Messpunkten UNB26 und UNB34 ist in Abb. 91 nicht dargestellt worden. Dabei handelt es sich um eine sekundäre Verstellung. Die dortigen Buntsandstein-Schichten weisen heute ein starkes Nordwest-Einfallen zur Wittlicher Hauptverwerfung hin auf (vgl. Profilschnitt B-B' bei WAGNER & DITTRICH 2010).

Im Bereich der Lias-Plateaus (Heiderücken, Ferschweiler Plateau und Wallendorfer Berg) ist eine Ost-West-Lineation ausgeprägt, die in Kluffrosen und in Luftbild-Fotolineationen erkennbar ist (Kap. 7.5.). Sie häuft sich in einigen streifenartigen Zonen (in Abb. 91 schematisch angedeutet: UNB24). In Steinbrüchen des Luxemburger Sandsteins waren konkret Ost-West-streichende Horizontalharnische zu beobachten (UNB22). Auch bei diesen Lineationen bzw. Scherflächen handelt es sich ursprünglich um dextrale Bewegungsbahnen des Deformationsereignisses DII.

Sinistrale Scherflächen von DII sind bisher nur wenige aufgefunden worden. Einige dieser Strukturen könnten fälschlicherweise nur der jungen Deformation DVI zugeordnet worden sein, deren Stressfeld dieselbe Ausrichtung aufwies bzw. aufweist (Kap. 7.5., 8.3.4. und Tab. 3).

Auch geneigte Scherlineare waren nachzuweisen. Von ihrer Ausrichtung her gehören sie alle einer relativ späten Phase der Deformation DII an. Zwei verschiedene Messpunkte zeigten Lineare mit südöstlicher bzw. südsüdöstlicher Neigungsrichtung (Einfallwinkel bis 10°). Sie fanden sich bei Eßlingen. Es waren die Messwerte UNB35 und UNB36 (151°- bzw. 165°-Streichen), die als sinistral zu werten sind. In dieser Abwärtsbewegung könnte sich eine gewisse Absenkungstendenz im Süden andeuten (Abb. 91). Auch die Lineare am südlichen Messpunkt SIN16 bei Freudenburg waren geneigt, etwas stärker als das heutige Schichteinfallen dort. Entlang der 167°-streichenden sinistralen Lineare war eine NNW-Neigung ausgeprägt. Darin könnte sich eine Absenkungstendenz nach Norden hin abbilden. Ein Vergleich mit der tektonischen Situation im Malm bietet sich an (Abb. 89). Wieder könnte sich die Region südlich der Wittlicher Hauptverwerfung abgesenkt haben.

Im Teil III dieser Publikation, in Kap. 7.6. und Abb. 85, war das Deformationsereignis DII in die früheste Unterkreide eingestuft worden. Nach neueren Überlegungen und Recherchen ist dies zu revidieren. In der frühen Unterkreide herrschten im weiteren kontinentalen Umfeld des Untersuchungsgebietes eher ruhige paläotektonische Bedingungen. Dies ergibt sich aus Darstellungen von ZIEGLER (1999: Plate 14). Eine nennenswerte Kompressionsbeanspruchung ist zu dieser Zeit nicht anzunehmen. Demzufolge handelt es sich bei der Deformation DII nicht unbedingt um ein Einengungsereignis, das sich nach einer geringen Rotation des Stressfeldes im Uhrzeigersinn unmittelbar der Deformation DI anschloss. Von SCHWARZ (2012: S. 431 und 436) war dieser enge zeitliche Zusammenhang noch angenommen worden, er ging

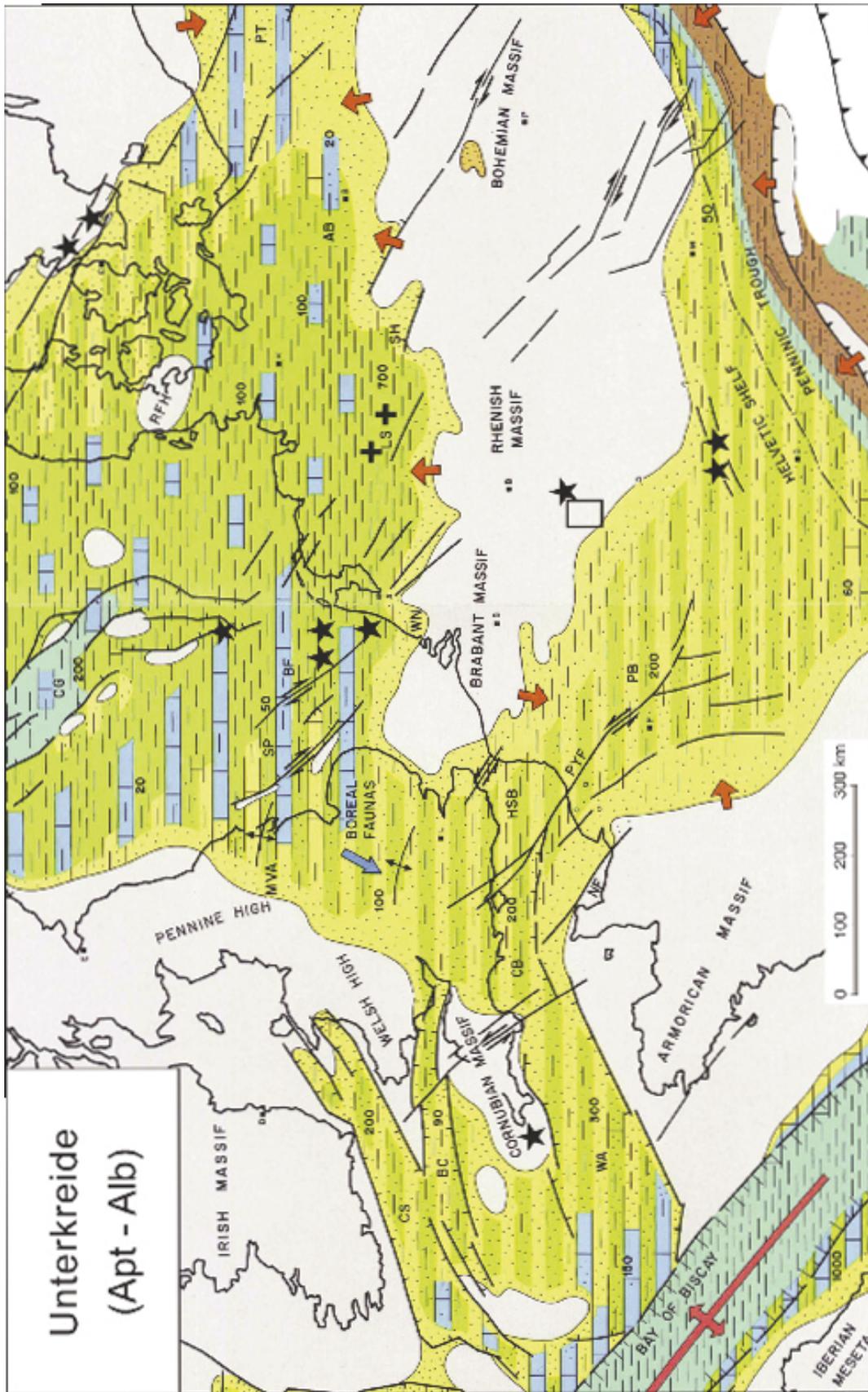


Abb. 92: Paläogeographie und paläotektonische Situation in der späten Unterkreide (nach ZIEGLER 1982, 1990, 1999; wenig graphisch verändert und ergänzt). Untersuchungsgebiet kastenförmig schwarz umrandet, weitere Erläuterungen im Text.

von einer „Altersverwandschaft“ beider Ereignisse aus. In seinen Darstellungen folgte der Entstehung des oberjurassischen NE/ESE-Bruchsystems (80°-Einengung) unmittelbar die des früh-unterkretazischen ENE/SE-Systems (101°-Einengung; Abb. 85).

Eine genauere Auswertung der paläogeographisch-paläotektonischen Darstellungen von ZIEGLER (1999: Plate 15) weist jedoch darauf hin, dass das Deformationsereignis DII erst in der späteren Unterkreide stattgefunden hat, im Apt. Diese Zeit war durch Rifting und Vulkanismus im dänischen Central Graben (CG) gekennzeichnet (ZIEGLER 1990: Encl. 47; Abb. 92). Zeitgleich fand Rifting im norwegischen Central Graben und im Viking Graben statt. Tiefseetone (türkis) und Karbonate (blau) lagerten sich ab. Ozeanische Spreizung in der Biscaya ist ebenfalls dokumentiert (ZIEGLER 1990). Insgesamt bildet sich eine Dehnung in Südwest-Nordost-Richtung ab. Zeitgleich kam es entlang der alpinen Kollisionsfront im Südosten zu bedeutenden Überschiebungen. Das Vorland im Nordwesten war dementsprechend kompressiv beansprucht. Durch mehrere große Blattverschiebungszonen wurde es in breite Nordwest-Südost verlaufende Krustenfelder zergliedert. Eine sehr langgestreckte sinistrale Scherbahn, die Pays-de-Bray Fault (PYF) durchtrennt in 140°-Richtung (im N 122°, im S 163°) das Pariser Becken (PB). Zwei andere durchsetzen Cornwall (Cornubian Massif) und das Hampshire-Becken weiter östlich (HSB). Das Untersuchungsgebiet lag damals also in einem breiten Krustefeld, das zu den Seiten hin – nach Westen wie auch nach Osten – durch große Blattverschiebungen mechanisch entkoppelt war (Abb. 92). Innerhalb dieses Krustenstreifens konnte der alpine Einengungsschub von Südosten her seine volle Wirkung entfalten. Das Resultat dieser Nordwest-Südost-Kompression war die in Abb. 91 dargestellte Deformation DII.

Im Untersuchungsgebiet entstanden markante Ost-West bzw. WSW-ENE streichende dextrale Blattverschiebungen. Es sind die konjugierten Bewegungsbahnen zu den weitläufigen sinistralen Scherzonen im zentralen Pariser Becken, im Hampshire-Becken und an anderen, in Lothringen noch zu vermutenden Orten. Dementsprechend nehmen die horizontalen Verschiebungsweiten nach Nordosten hin rapide ab, von 2,4 km über 1,4 km auf knapp 200 m. Für eine dextrale Relativbewegung standen wohl im paläozoischen Sockel in dieser Region passende Ost-West-Bruchflächen zur Verfügung, die die angreifende Scherspannung aufnehmen konnten. Es könnte sich um eine alt angelegte Bruchchar gehandelt haben, die senkrecht zur Haupttrichtung der Eifeler-Nord-Süd-Zone verläuft. Diese könnte dann durch die unterkretazische Scherung in das Deckgebirge durchgepaust worden sein (Kap. 9.1.).

In der Abb. 92 ist der Vulkanismus in der Wittlicher Senke durch einen zusätzlichen schwarzen Stern vermerkt worden. Er bezieht sich auf die Melelith-Nephelinite am Neuerburger Kopf und an der Luxemburg, die radiometrisch auf etwa 108 Mio a datiert wurden (STETS 2004). Sie gehören also in die höchste Unterkreide (Alb). Bei der Luxemburg ist es wahrscheinlich, dass der Vulkan einer Ost-West-streichenden Gangspalte aufsitzt. Diese Aufstiegsspalte war wohl durch die zuvor im Apt stattgefundene dextrale Scherung angelegt worden. Als die starke Anpressung abgeklungen war und eine gewisse Entspannung der Kruste eintrat, konnten dann die Magmen aufsteigen. Die schon im Original der Abb. 92 verzeichneten zwei Vulkanit-Vorkommen beiderseits des Oberrheins könnten in ihrem räumlichen Zusammenhang mit WSW-ENE-Lineamenten ebenfalls mit dextralen Scherbahnen im Zusammenhang stehen.

Angesichts dieser Ergebnisse ist auch die Datierung des sogenannten ENE/SE-Systems bei SCHWARZ (2012) zu hinterfragen. Dort war es dem Zeitraum Tithon-Berrias (ti-be), also dem Grenzbereich Malm/Unterkreide zugeschrieben worden. Es muss durch eine sehr starke Deformation gebildet worden sein; von SCHWARZ wurde es als

das weitaus dominierende der 6 in Süddeutschland zwischen Malm und Quartär entstandenen Bruchsysteme beschrieben. Dessen zeitliche Einstufung war jedoch nicht eindeutig. Es kann sich über einen sehr langen Zeitraum hinweg ausgeprägt haben. SCHWARZ (2012: S. 438) notierte eine „Phase der Herausbildung und Reifung“ des ENE/SE-Systems. Auch zeigen die diesem Bruchsystem zugeordneten Blattverschiebungspaare mit verbindenden Konfluenzstrukturen eine sehr große Winkelspannweite (nähere Ausführungen dazu in Kap. 7.6.). Die daraus abzuleitende maximale horizontale Kompression reicht bis 127° oder sogar 132° . Eine 57° -streichende Falte (transpression fold) deutet sogar auf eine Kompressionsrichtung von etwa 145° (vgl. SCHWARZ 2012: Abb. 12). Die Parallele zur Trier-Luxemburger Bucht (Abb. 91) ist offensichtlich. Die Angabe und Darstellung eines Durchschnittswertes für die Kompressionsrichtung in der Schwäbisch-Fränkischen Alb (101° , Abb. 85) ist insofern ungünstig. Es kann sowohl eine Rotation des Stressfeldes als auch eine längere Unterbrechung in der Unterkreide gegeben haben, mit anschließender Reaktivierung und Weiterentwicklung („Reifung“) des Bruchsystems. SCHWARZ (2012: S. 436) hatte notiert, dass am Ostende des WSW-ENE-streichenden Schwäbisch-Fränkischen Lineamentes nachweislich Tithon versetzt ist und diskordant von ungestörtem Cenoman (Oberkreide) überlagert wird. Es muss also noch post-tithonische, also unterkretazische Bewegungen gegeben haben. Diese können vom genannten Befund her allerdings auch deutlich später als im Berrias stattgefunden haben, in einer weitaus jüngeren Stufe der Unterkreide. In Abb. 87 ist diese veränderte Interpretation als neue Hypothese für die Schwäbisch-Fränkische Alb verzeichnet worden. Diese entspräche dann den Darstellungen von ZIEGLER (1990 und 1999) und den eigenen Ergebnissen.

Die Oberkreide, für die in Mittel-Deutschland, nordwestlich des Schiefergebirges, eine markante Inversionstektonik kennzeichnend ist, hinterließ im Bereich des Untersuchungsgebietes keine registrierbaren Deformationsspuren. Dies kam wohl dadurch zustande, 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). Daraus resultierte ein ganz wesentlicher Unterschied des spätmesozoischen tektonischen Werdegangs in Südwest- und in Nordost-Deutschland. Im Südwesten – auch rechtsrheinisch in der Schwäbisch-Fränkischen Alb – stand eindeutig die starke unterkretazische Nordwest-Kompression im Vordergrund. SCHWARZ (2012) hatte vermerkt, dass die von ihm nachgewiesene oberkretazisch-paläozäne Einengung in 28° -Richtung (Abb. 87) nur schwach und auch nur im äußersten Süden seines voralpinen Untersuchungsgebietes ausgeprägt war. In der noch weiter nordwestlich gelegenen Trier-Luxemburger Bucht fehlt sie völlig.

8.3. Känozoische Deformationen

8.3.1. Eozäne Deformationen

Im frühen bis mittleren Eozän setzten sich die Kompressionsbeanspruchungen der alpidischen Kontinentalkollision bis in die weit nordwestlich gelegene Position des Untersuchungsgebietes durch. Dort konnte sie sich schon zu einem relativ frühen Zeitpunkt ausprägen, weil die im paläozoischen Untergrund vorgeprägten Strukturlinien die ansetzende sinistrale Scherspannung optimal umsetzen konnten (Kap. 7.6.). Die schon in früheren Kapiteln (vgl. auch Abb. 6 in Teil I) beschriebene 20 - 30° -Richtung „sprang an“. Eine alt angelegte Sockelfuge wurde reaktiviert und in das mesozoische Deckgebirge durchgepaust (Abb. 93). Es ist die Schmalgraben-Lineation Mondorf-Meerfeld. In deren Nahbereich fanden sich zahlreiche sinistrale Scherflächen im Win-

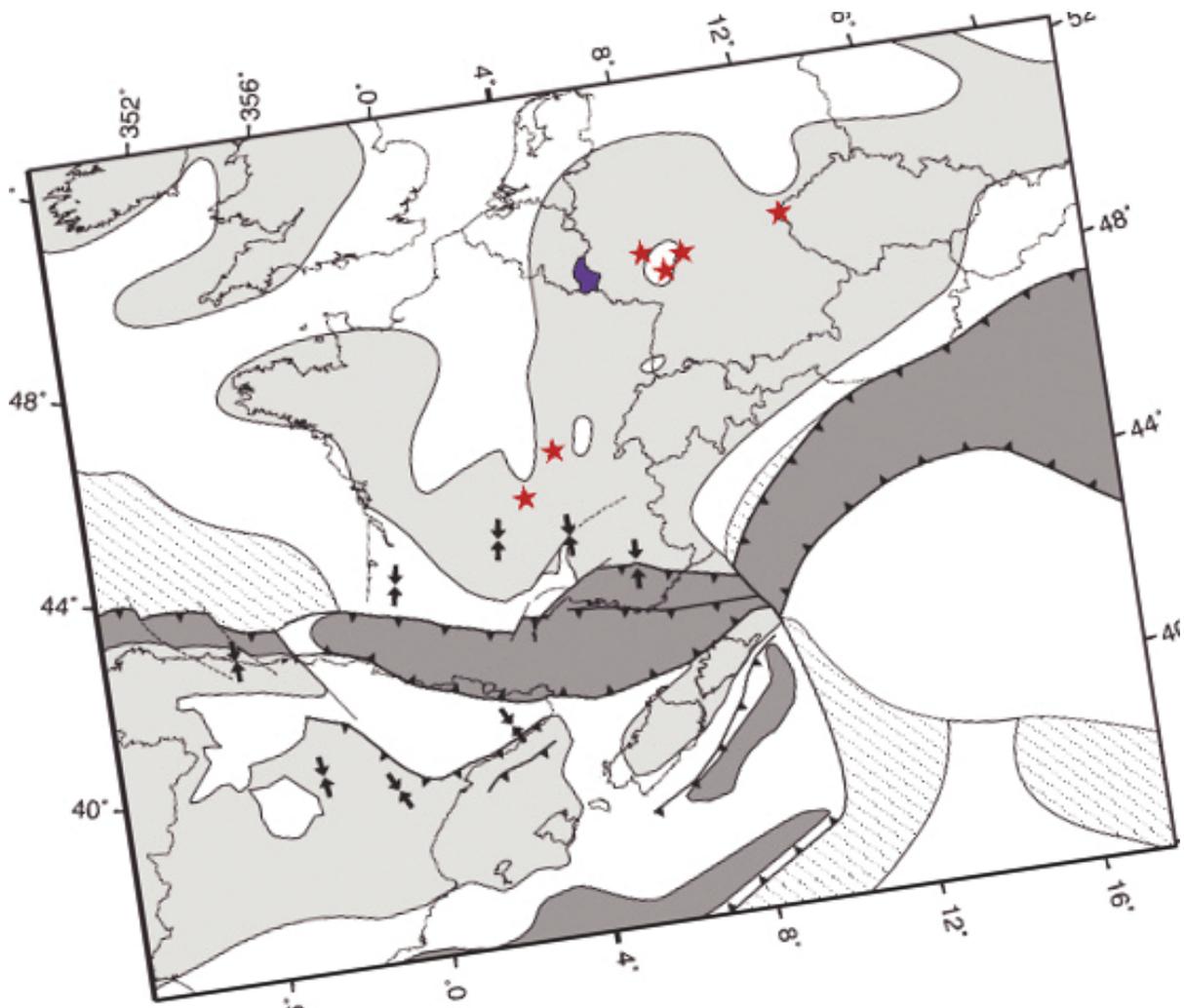


Abb. 94: Schematisierte paläotektonische Karte von Mitteleuropa im mittleren Eozän (aus DÈZES et al. 2004, graphisch wenig verändert). Das luxemburgische Staatsgebiet ist zur Orientierung blau markiert. Dunkelgrau: aktive Orogenfront, hellgrau: Hochgebiete, weiß: sedimentäre Becken, linear gepunktet: ozeanische Becken, rote Sterne: Vulkanismus, Pfeile: maximale horizontale Kompressionsrichtung.

kelbereich von 15 bis 35°. Die dort nachgewiesenen dextralen Ausgleichsbewegungen nehmen den Winkelbereich von 118 bis 133° ein. Aus diesen Horizontalbewegungen lässt sich eine Kompressionsrichtung im Bereich von 153 bis 180° rekonstruieren. Die horizontale Hauptnormalspannung war offenbar schon so stark, dass sich ein Szenario b ausprägen konnte (Abb. 86). Es handelte sich wohl zunächst um einen alteozänen Vorläufer der noch stärkeren mitteleozänen Hauptdeformation DIII (Abb. 87). Diese Deutung geht von einer alttertiären Rotation des Stressfeldes im Uhrzeigersinn aus, wie sie von SCHUMACHER (2002) im Bereich des Oberrheingrabens rekonstruiert wurde.



Abb. 93: Deformationsmuster zur Zeit des tieferen Eozäns (Erklärung der Signaturen in Kap. 8.1.; dunkelblaue Pfeile indizieren die damalige Position der jeweiligen Strukturen, ohne die späteren Horizontalversätze). H. v. O. = „Hoch von Oberweiler“, WHV = Wittlicher Hauptverwerfung, A = Arenrath, B = Binsfeld, Sp = Speicher.

Etwas später dann, im frühen mittleren Eozän, erfolgte die eigentliche Deformation DIII. Dieses Ereignis entspricht etwa demjenigen, das in der Schwäbisch-Fränkischen Alb zur Bildung des sogenannten NNE/SE-Bruchsystems geführt hat. SCHWARZ (2012) hatte dafür eine Kompressionsrichtung von 170° veranschlagt (Abb. 85 in Teil III, Abb. 87). In der Trier-Luxemburger Bucht liegt der Durchschnittswert der ermittelten Kompressionsrichtungen etwa im gleichen Bereich. Die starke, mehr oder weniger Nord-Süd-ausgerichtete eozäne Schubspannung ist von zahlreichen Autoren geschildert worden (vgl. etwa BERGERAT 1989, SCHUMACHER 2002, DÈZES et al. 2004). Sie bildet die plattentektonischen Vorgänge der alpidischen Orogenese ab. Eine enorme Nord-Süd-Krustenverkürzung kam dabei zustande.

Zum Verständnis von regionalen Unterschieden zwischen der Schwäbisch-Fränkischen Alb, dem Oberrheingraben und dem Untersuchungsgebiet im Nordwesten trägt die von DÈZES et al. (2004) dargestellte Rekonstruktion der alpinen Deformationsfront im Süden entscheidend bei (Abb. 94). Zur Zeit des (tieferen und) mittleren Eozäns war dort eine deutliche Unterteilung in einen westlichen und einen östlichen Abschnitt verwirklicht. Eine querverlaufende Plattengrenze trennte einen Bereich mit Nord-Süd-Kompression von einem mit Nordwest-Südost-Einengung ab. Im nördlichen Alpenvorland war also die Position zu dieser Plattengrenze von entscheidender Bedeutung und auch die wechselhafte Aktivität an den jeweiligen alpidischen Fronten. In der Summe der Effekte war für die Region des Oberrheingrabens und des Untersuchungsgebietes eine rotierende Veränderung des Stressfeldes recht wahrscheinlich (Abb. 87). Die für die Schwäbisch-Fränkische Alb sehr weit gefasste Datierung der 170° -Kompression von SCHWARZ (2012: Eozän bis unteres Oligozän) erschwert allerdings eine exakte Korrelation der Ereignisse.

Völlig anders stellt sich die Situation im südwestlichen Pariser Becken dar. Dort fanden im Eozän sogenannte pyrénéo-provençalische Deformationen statt (LE ROUX 2000). Diese resultierten aus der pyrenäischen Kollisionsfront. Kennzeichnend ist eine NNE-SSW-orientierte Kompressionsrichtung, welche erst im späten Eozän einsetzte. In Mittel-Lothringen, im Bereich des Saxothuringikums, sind zu dieser Zeit kleinere Falten und dem Stressfeld entsprechende Blattverschiebungen entstanden. Es handelte sich um ein jüngeres Ereignis, mit einer im Uhrzeigersinn „weiter-rotierten“ Kompressionsrichtung.

Im nördlicher gelegenen Untersuchungsgebiet hingegen, welches strukturell im Gebiet des Rhenoherzynikums liegt, fehlen Merkmale einer solchen späteozänen Einengung.

Von SCHUMACHER (2002) war eine obereozäne Deformationsphase ebenfalls dargestellt worden (Abb. 85 in Teil III, Abb. 87). Bei deren Spannungsfeld soll die sinistrale Horizontaltektonik im Oberrheingraben begonnen haben, und zwar an WSW-ENE ausgerichteten Bewegungsbahnen. SCHWARZ (2012) hingegen stellt den Beginn der Oberrheingraben-Entwicklung in einen genetischen Zusammenhang mit der 170° -Einengung. Er wertete den Oberrheingraben als Rahmenlineament des NNE/SE-Bruchsystems. An seinen Randstörungen sei es damals zu NNE-SSW-gerichteter sinistraler Horizontalbewegung gekommen. Ein deutlich anders ausgerichtetes späteozänes Stressfeld wurde bei der Untersuchung von SCHWARZ (2012) nicht bestätigt.

Die für die Trier-Luxemburger Bucht zu rekonstruierende Gesamtdeformation DIII war sehr stark und wohl auch lang anhaltend, sodass die allmähliche Rotation des Stressfeldes deutlich zum Tragen kam. Im Untersuchungsgebiet findet dies seinen Niederschlag in der Richtungsvarianz der verschiedenen Kompressionsmerkmale (Abb. 93). Viele davon zeigen eine alte, damals noch bei größerer Versenkungstiefe abgelaufene Einengung an. Es resultierten sowohl Drucklösungsphänomene als auch

weit gespannte, kilometerbreite Großantiklinalen. Dazu zählen der Sattel von Born (KMP29) und wahrscheinlich auch die Aufwölbungsstruktur des Hochs von Oberweiler nördlich der Ardennen-Südrandzone (Kap. 7.1.1.; Abb. 93). Am Südrand des Untersuchungsgebietes ist überdies zu vermuten, dass der Siercker Sattel dabei strukturell ausgestaltet worden ist. Dies kann durch eine kompressive Überprägung der alt angelegten Schwelle geschehen sein (vgl. auch Abb. 88). Die Annahme einer starken früheozänen NNW-SSE-gerichteten Kompressionsbeanspruchung wird dort gestützt durch die 175°-streichenden „Slickolite striae grooves“ im Muschelkalk-Steinbruch Freudenburg auf der Nordflanke des Sattels (KMP24).

Eine kräftige kompressive Deformation der deutsch-luxemburgischen Gutland-Region war bereits von LUCIUS (1948) beschrieben worden. Weitspannige Verbiegungen seien dabei entstanden. Ursächlich für die Faltung sei ein „alpiner Schub im Tertiär“ gewesen (Kap. 6.1.1.). Die Hauptphase dieser tektonischen Bewegungen war zeitlich im Alttertiär angesiedelt worden. Einschränkend ist hier allerdings anzumerken, dass mehrere von LUCIUS dargestellte Faltenstrukturen schon in der Unterkreide entstanden sind. Dies gilt für die mittelgroßen Falten, deren Achsen Südwest-Nordost streichen.

Die aufgezählten Kompressionsmerkmale belegen ein Szenario a (Abb. 86). Die beiden größten Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_2 lagen dabei in der Horizontalen. Bei abnehmender Stärke von σ_1 setzte dann abermals im Eozän Scherung ein (Szenario b), nunmehr jedoch mit etwas höheren Streichwerten der Scherflächen. Nach wie vor handelte es sich um eine recht starke Deformation; bei beiden Relativbewegungen, sinistral und dextral, kamen auch Riedelflächen vor (?DEX7 bei Sülz, ?SIN3 bei Mondorf). Zahlreiche Scherflächen bzw. Blattverschiebungen beider Bewegungsrichtungen sind als geologisch alt gekennzeichnet. Sie werden von jüngeren Flächen zerschnitten, von jüngeren Blattverschiebungen versetzt oder von jungen Abschiebungen überlagert (Kap. 7.5. und 7.6.). Andererseits versetzt eine sinistrale Bewegungsbahn von DIII die unterkretazische dextrale Ost-West-Blattverschiebung bei Trier-Lellig (Abb. 78, Abb. 91: DEX26).

Die nun aktiven sinistralen Bewegungsflächen der mitteleozänen Hauptdeformation nehmen die Winkelspanne von 22 bis 38° ein (Abb. 93). Mehrere Messpunkte zeigen, dass an Störungen im Bereich der Schmalgrabenzone Mondorf-Meerfeld horizontale Relativbewegungen stattgefunden haben. Im Süden, bei Erpeldange – Mondorf, ist eine sinistrale Verschiebungsweite von etwa 1,5 km möglich (?SIN3, Abb. 76 in Teil III). Die Nordwest-absetzenden auffiedernden Abschiebungen östlich davon können sinistrale Riedelbrüche einer ehemaligen sinistralen Verbindungsstruktur sein (Kap. 9.1.). Im mittleren Untersuchungsgebiet befindet sich der schon erwähnte sinistrale Versatz der älteren Scherbahn westlich von Trier. Im äußersten Nordosten existieren ebenfalls Hinweise auf eine größere Verschiebung. Im zutage tretenden gefalteten Grundgebirge unmittelbar südlich des Meerfelder Maars stößt an der dortigen NNE-SSW-Störung eine Sattel- gegen eine Muldenachse ab (MEYER 2013: Abb. 82).

Im etwas weiter westlich gelegenen Steinbruch Meckel kann nur indirekt auf sinistrale Scherflächen geschlossen werden (KMPD2). Dort streichen intensiv verkarstete und lehmverfüllte, fossile Kluffflächen etwa in 25°-Richtung (18-34°). Ursprünglich handelte es sich wohl um eozäne Scherflächenscharen, deren Zerrüttungsbereiche in der langen Folgezeit dann etwas aufgeweitet (Unteroligozän, Kap. 8.3.2.) und stark zersetzt wurden.

Die konjugierten dextralen Horizontalbewegungen verliefen in Nordwest-Südost-Richtung (etwa 120 bis 145°, eventuell bis 150°). Neben zahlreichen Scherflächenfun-

den in Aufschlüssen umfasst dies auch die deutliche dextrale Verschiebung in 146° -Richtung im Moseltal bei Kenn (DEX28). Diese durchsetzte die Wittlicher Senke. Die alten südöstlichen Randstörungen dieser permischen Grabenstruktur sind um etwa 1 km versetzt worden.

Entsprechende Auswirkungen zeigen sich auch in der nordwestlichen Randzone der Wittlicher Senke. Dort, wo die Verlängerung der Scherzone von DEX28 durchzieht (mehr dazu im übernächsten Absatz), löst sich eine lange, von Südwesten heranziehende Randstörung auf; stattdessen erscheint am Nordwest-Rand der Wittlicher Senke ein eigenartiges Bruchfeld. Es könnte sich darin ein alter dextraler Versatz abbilden, hier insgesamt auf bis zu 2 km zu bemessen. Sollte dies zutreffen, so müsste auch noch die weiter nordwestlich gelegene Wittlicher Hauptverwerfung versetzt sein (Abb. 93).

Parallel zur Dextralverschiebung DEX28 verläuft im Südwesten eine andere auffällige Querstörung im Moseltal. Auch diese könnte auf eine eozäne Scherbahn zurückgehen. Daran sind allerdings bloß nachrangige horizontale Versatzbeträge anzunehmen. Der Messpunkt UNB34 südlich von Kordel mit seinen nachweislich alten Bewegungsflächen in 145° -Richtung passt dazu. Die dort registrierte deutliche Nordwest-Neigung der Lineare ist sekundärer Natur und in Abb. 93 nicht dargestellt. Die Buntsandstein-Abfolgen dieses Gebietes sind heute außergewöhnlich stark nach Nordwesten verkippt (vgl. Profilschnitt B–B' in WAGNER & DITTRICH 2010).

Verlängert man die dextrale Scherbahn vom Messpunkt DEX28 gedanklich nach Nordwesten, so gelangt man an einen Punkt bzw. in eine Region, wo sich der Verlauf von alt angelegten Struktureinheiten nach Osten hin „verflacht“, also mit höheren Winkelgraden streicht. In der Abb. 5 in Teil I (DITTRICH 2011a) ist dies gut erkennbar an der Grenzlinie zwischen der Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach (GZ EON) und der Deimlinger Devonschwelle (DDS). Auch die Schmalgrabenstruktur Mondorf–Meerfeld zeigt dort einen entsprechenden Verlauf. Die Verbiegungen könnten die Auswirkungen einer Nordwest–Südost streichenden dextralen Horizontalbewegung anzeigen, in der Fortsetzung der großen Dextralverschiebung DEX28 am Hunsrückrand. Allerdings ist diese Relativbewegung im heutigen Kartenbild nicht (mehr?) an einer konkreten Bruchlinie festzumachen, vielmehr spannt sich eine fächerförmige „Mobilzone“ auf.

In Abb. 93 sind zum besseren Verständnis der obenstehenden Beschreibungen entsprechende Hilfslinien eingebracht worden. Eine davon folgt dem heutigen Verlauf der Schmalgraben-Lineation nördlich der später entstandenen oligozänen Blattverschiebung SIN25 (Abb. 96 in Kap. 8.3.2.). In dem grau unterlegten fächerförmigen Bereich könnte die damalige eozäne Relativbewegung in zahlreiche kleinere Bewegungsbahnen aufgespalten gewesen sein, mit entsprechend „weicher“, flexiblerer Reaktion des dortigen Deckgebirges. So ist denn auch das dortige Gebiet durch eine außerordentlich komplexe Kleintektonik gekennzeichnet, die im Detail von LICHTENSCHIEDT (1999) auskartiert wurde. Auffälligerweise erscheinen im entsprechenden Zwickelbereich zwei ungewöhnlich orientierte Kleingrabenstrukturen, die die mittlereozäne Dehnungsrichtung (σ_3) abbilden (in Abb. 93 türkis markiert). Interessanterweise sind in diesem Gebiet auch mit die höchsten Vertikalversätze innerhalb des Deckgebirges der Trier-Luxemburger Bucht verwirklicht (bis 260 m, LICHTENSCHIEDT 1999, DITTRICH 2011b). Die im Nordost-Bereich dieses Zwickels auftretenden ungewöhnlichen Südost-abschiebenden NNE-SSW-Staffelbrüche könnten ursprünglich konjugierte sinistrale Scherflächen gewesen sein (Abb. 93). Eine intensive Überprägung der Gesamtregion durch spätere horizontal- und (vor allem) vertikaltektonische

Ereignisse – DIV, DV und DVI – tat ihr Übriges, um die dortige strukturelle Situation zu komplizieren.

In einer späten Phase der Deformation DIII setzte sich vermehrt Dehnung in Ost-West-Richtung durch. Interessant ist dabei das Ergebnis des Messpunktes SIN4 im Kylltal. Die dort etwa 32°-streichenden sinistralen Lineare fielen mit etwa 5° nach Nordosten ein. Es dokumentiert sich also eine gewisse Abwärtsbewegung nach Osten hin (Abb. 93). Zur heutigen tektonischen Position dieses Aufschlusspunktes passt dies nicht. Er liegt an der Nordwest-Abdachung der Luxemburger Zentralschwelle und zudem auf der Ost-Schulter der Saargauer Grabenzone.

Absenkungen im Osten und Südosten sind jedoch charakteristisch für die Paläogeographie des Alttertiärs. Sie bildeten sich vor allem im eo- und oligozänen Sedimentationsgeschehen ab. Östlich des Kylltals, im Raum Binsfeld–Speicher, lagerten sich in flachen Seen, welche wohl lokale Subsidenzmaxima nachzeichneten, weiße Tone ab (Tone von Binsfeld und Speicher, teo). Anhand von Pollen- und Sporenbefunden konnten sie auf Mitteleozän (Lutetium) bis hin zur Eo-/Oligozän-Grenze datiert werden (P. SCHÄFER in DITTRICH 2011b). Wichtige zusätzliche Beobachtungen lieferte der Aufschluss im mittleren Teil der ehemaligen Ziegelei Koos südwestlich von Binsfeld (SEELHAMMER 1989: Abb. 10). Dort konnte ein westwärtiger Versatz der Tone gegen obersten Buntsandstein an einer 10°-streichenden Störungszone festgestellt werden. Auf der Hochscholle im Osten war die Basisfläche der Tone erschlossen. Der Vertikalversatz betrug mindestens 3,25 m. Nach oben hin verlor sich die Spur der Störungsfläche in den Peliten. Angesichts der Konsistenz der fetten Tone und dem alttertiären Alter der Abschiebung kann dies aber ein sekundärer Effekt sein. Jegliche Anzeichen einer faziellen Beeinflussung der Tone durch eine synsedimentäre Tektonik fehlen (Notiz bei SEELHAMMER 1989). Über einer Schichtlücke überlagert eine etwa 50 cm mächtige Restlage von Kies (Arenrather Schotter) die gesamte Aufschlussbreite. Darunter, auf den gestaffelten Hochschollen mit Buntsandstein ist die Tonabfolge bis auf eine Restmächtigkeit von knapp 1 m bis 1,5 m gekappt worden. Der gesamte Aufschlussbefund erlaubt eine Datierung der Abschiebungstektonik. Sie muss nach der Ton-Genese im (späten) Mitteleozän und vor der Entstehung der ungestört auflagernden Rest-Bedeckung durch die etwas jüngeren (späteozänen?) Arenrather Schotter stattgefunden haben.

Die nur wenig jüngeren Arenrather Schotter (tA) weisen eher eine Nordwest-Südost-Verbreitung auf. WAGNER et al. (2012: S. 231) notierten, dass deren Sedimentation durch Nordwest-Südost-orientierte Randstörungen kontrolliert worden sei. Dies habe sich ergeben bei den Aufnahmen zum Blatt Nord der Kylltalkarte (NEGENDANK & WAGNER 1988). In der älteren Literatur (vgl. P. SCHÄFER in DITTRICH 2011b) erschien denn auch der Begriff „Arenrather Becken“, der sich auf die Annahme bezog, dass die Sedimentation der Arenrather Schotter von bruchtektonisch gesteuerten Absenkungen im Raum Arenrath–Großlittgen kontrolliert wurde. Eine dort auftretende Störungsrichtung Nordwest-Südost hat sich jedoch bei der Erstellung der neueren GK50 der Trierer Bucht nicht bestätigen lassen (DITTRICH 2011b). Dies gilt weitestgehend auch für das Blatt Nord der Kylltalkarte. Nordwest-Südost-Randstörungen existieren nicht. Die einzige damals noch von NEGENDANK & WAGNER (1988) dargestellte, kurze Nordwest-Südost-Störung bei Arenrath begrenzt die Ausdehnung des Schotter-Vorkommens nicht. Dementsprechend sind denn auch die Arenrather Schotter eher als zur Ur-Saar- bzw. Ur-Mosel-Talung hin gerichtete erosive fluviatile Talfüllungen zu deuten (P. SCHÄFER in DITTRICH 2011b). Ältere Tonablagerungen können dabei unterschritten und abgetragen worden sein. Nach den paläogeographischen Darstellungen

von SISSINGH (2003: Fig. 5A) handelte es sich bei dem Vorfluter um eine Ur-Mosel, die etwa in ihrer heutigen Position und dann in Richtung des Neuwieder Beckens floss. Dort im Süden bzw. Südosten ist also von einem Senkungsgebiet auszugehen, das von den Flussläufen angesteuert wurde. Diese Subsidenz entspricht einer Fortsetzung und regionalen Ausweitung der schon für die mesozoischen Deformationsphasen DI und DII skizzierten Absenkungsgeschichte.

Nun, im Tertiär, kommen wohl auch westlichere Senkungsgebiete hinzu. Dies legen nordwestliche Neigungen von dextralen Harnischlinearen nahe. Im Norden gilt dies für die Bewegungsspuren von DEX15 im Kylltal (126°) und ?DEX7 (135°) bei Sölm. Möglicherweise ist zu dieser Zeit von einer Absenkung von Teilen des Luxemburger Zentralgrabens auszugehen (Abb. 93).

Deutlicher zeichnete sich die Absenkung im Westen im südlichen Untersuchungsgebiet ab. Dort machte sie sich durch die südwestliche Neigung der sinistralen 20°-Lineare im Steinbruch Hippert bemerkbar (SIN3). Noch nachdrücklicher wurde sie jedoch im Bergwerk Wellen belegt. Dort hatten sich etwa Nord-Süd-streichende (175°), nach Westen einfallende Schrägklüfte gezeigt, die wohl im Zusammenhang mit Extensionstektonik angelegt worden waren. Darauf sind später dann, im Miozän, dextrale Horizontalharnische angelegt worden (?DEX11), die zur Konservierung dieser Klüftflächen beigetragen haben. Die primäre Ost-West-Extension mit Abschiebungstektonik (Szenario c) ist jedoch ins mittlere Eozän zu stellen.

Zurück zum Raum Binsfeld im Nordosten, wo im geschilderten Aufschlussbefund eine alttertiäre Abschiebungstektonik nachgewiesen ist. Diese ist wohl dem späten Eozän zuzuordnen. Eine post-mitteloazäne Nord-Süd- bis NNE-SSW-Bruchtektonik bei Binsfeld war schon von NEGENDANK (1983: S. 104) aufgrund von Beobachtungen im ehemaligen Westteil des Ziegelei-Aufschlusses notiert worden. Die Extensionsrichtung war zu dieser Zeit, am Ende der Deformation DIII, schon ein wenig in die WNW-ESE-Richtung rotiert (Abb. 93). Rheinisch streichende Bruchlinien konnten nun (re-)aktiviert werden.

Weitere Informationen über die späteozäne Dehnungstektonik ergeben sich aus dem tertiären Eifel-Vulkanismus. Dessen Einzelvorkommen zeigen häufig eine deutliche Nord-Süd-Anordnung (MEYER 2013: S. 310). In dem Nord-Süd-orientierten Vulkanfeld der Hocheifel gelang eine Aufschlüsselung der Alterdatierungen. Die betreffenden K/Ar-Alter weisen einen Schwerpunkt zwischen 34 und 42 Mio a auf. Eine noch genauere Auswertung ergab eine Aufteilung auf zwei Phasen bei 34 bis 36 und 40 bis 42 Mio a. Es dokumentieren sich also zwei getrennte Phasen mit Ost-West-Extension, im späten mittleren und dann noch mal im oberen Eozän. Die erstgenannte Phase entspricht dem Dehnungs-Szenario c im direkten Anschluss an die Deformationsphase III. Interessant ist, dass die zweite Phase vergleichsweise spät stattfand, vor allem in Anbetracht der von SCHUMACHER (2002) angenommenen kontinuierlichen Rotation des Stressfeldes im höheren Mitteleozän (Abb. 85). Danach müsste die Dehnungsrichtung nicht länger ungefähr Ost-West, sondern schon WNW-ESE orientiert gewesen sein. Wie oben schon dargelegt wurde, ist diese Stressfeld-Rekonstruktion für den Oberrhein Graben nicht unbestritten. Im südwestlichen Pariser Becken ist im Obereozän zweifellos von einer NNE-SSW-Kompression auszugehen (pyréno-provençalisch). Dies muss aber nicht mehr zwangsläufig auch für die weit nördlich gelegene Eifelregion gegolten haben. Schon im Untersuchungsgebiet fehlen Merkmale eines solchen obereozänen Deformationsereignisses. Unter Berücksichtigung der beschriebenen Hocheifel-Befunde wird hier in Abb. 87, der aktualisierten Version der Abb. 85, die nach wie vor plausible Rotation im Uhrzeigersinn erst später veran-

schlagt, erst nach dem höchsten Obereozän. Bis in die Zeit vor etwa 34 Mio a scheint das regionale Stressfeld richtungsmäßig relativ stabil geblieben zu sein.

8.3.2. Oligozäne Deformationen

Das Oligozän war die Hauptphase des Rifting. Das westeuropäische Großrift-System (ECRIS) baute sich nach Norden und Nordwesten hin aus (MICHON et al. 2003,

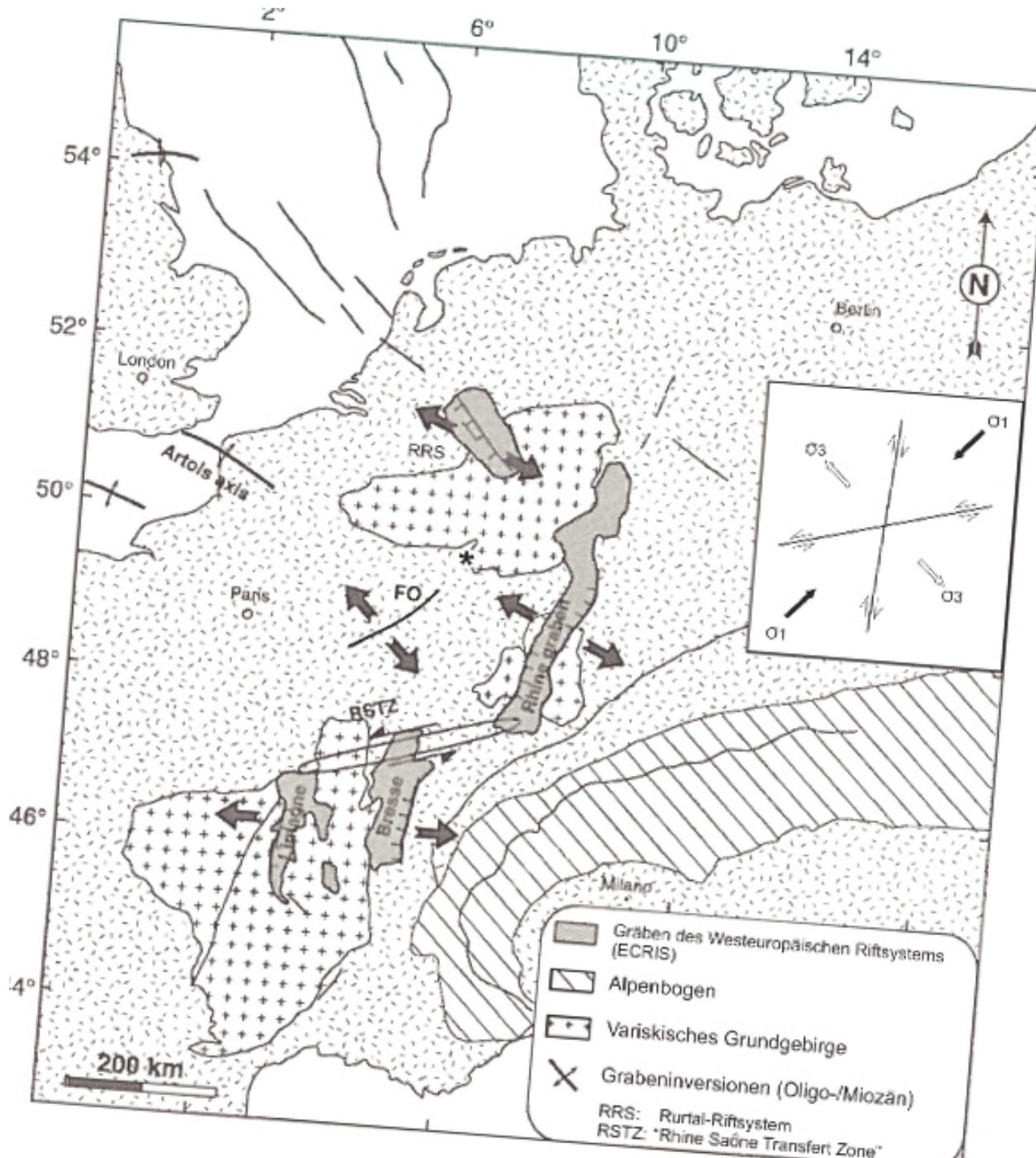


Abb. 95: Tektonische Situation im höheren Oligozän (nach MICHON et al. 2003 und DITTRICH 2009, wenig verändert bzw. aktualisiert) und das im Untersuchungsgebiet (Markierung *) rekonstruierte Paläospannungsfeld. FO = „Faille d’Omey“.

DÈZES et al. 2004). Im östlichen Pariser Becken vollzog sich eine starke Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung. Im nördlichen Burgund etablierte sich eine sinistrale Megascherzone. Es ist die „Rhine Saône Transfert Zone“ (MICHON et al. 2003) oder auch „Burgundy transfer zone“ (DÈZES et al. 2004). Nach BERGERAT (1989) begann ihre Aktivität im Oligozän, die nachfolgenden genannten Autoren stellen ihren Beginn schon ins höchste Eozän. Diese Megascherzone setzt am äußersten Süden des Oberrheingrabens an und bildet eine WSW-ENE streichende Verbindung zum Bresse-Graben und zum Graben der Limagne (Abb. 95).

SCHUMACHER (2002) stellte ein unteroligozänes Stressfeld mit etwa Nordwest-Südost-orientierter Dehnung für den Oberrheingraben dar (Abb. 87). Zu dieser Zeit lag die Extensionsrichtung noch bei WNW-ESE, war also etwas „flacher“ ausgerichtet als später dann im Oberoligozän.

Im Untersuchungsgebiet kam es im unteren Oligozän zum großräumigen Einsinken der „Trier-Luxemburger Mulde“. Scherungslineare und Slickolite-Rillungen älterer Deformationsphasen sind dabei mit dem Schichtstapel sekundär geneigt worden. Die diagonal ausgerichtete Subsidenzachse verlief wohl etwa im Bereich des Südeifeler Zentralgrabens. Eine Südwest-Nordost-streichende Senkungszone, die noch weit bis nach Luxemburg reicht, ist auch in der entsprechenden paläogeographischen Rekonstruktion des Unteroligozäns bei SISSINGH (2003) erkennbar. Es handelte sich wohl eher um eine weitspannige, weiche Absenkung, Bruchtektonik war damit nicht oder nur sehr wenig verbunden. Verdeutlicht wird dies beispielsweise durch den Profilschnitt G–H bei DEGEN et al. (1981). Dieser bildet die Nordwestflanke des Grabens von Thionville bei Trier ab. Charakteristisch sind zahlreiche diagonal streichende Staffelbrüche, die gegensinnig (antithetisch) zum starken Nordwest-Einfallen der Schichten abschieben. Dasselbe gilt auch schon für ein weitaus größeres Gebiet, nämlich für den gesamten Bereich südöstlich der Auwer Hochscholle (WAGNER et al. 2012). Es offenbart sich die zeitliche Abfolge der Bewegungen. Erst kam es zu großräumiger relativer Absenkung im Nordwesten (später durch plio-pleistozäne Vertikalbewegungen verstärkt) und dann zu einer bruchtektonischen Nachzeichnung des Grabens von Thionville im Südosten. Letztere entstand erst im Oberoligozän und im Miozän. Der unteroligozänen WNW-ENE-Extension zuzuschreiben ist die Entstehung der 26 bis 35° streichenden Schrägklüfte im Steinbruch Hippert/Schloss Thorn (Kap. 6.2.3.). Dasselbe kann für die 10 bis 30° streichenden Schrägklüfte bei Wincheringen gelten (Kap. 6.2.2.).

Im Pariser Becken ist das Gesamtphänomen der „extension oligocène“ (LE ROUX 2000) gut untersucht. Im Süd-Teil des Beckens wurden 30 bis 40° streichende Gräben beschrieben, die ältere Strukturen durchsetzen. Bei diesen Dehnungsbrüchen sollte es sich um neu entstandene, nicht um ererbte, reaktivierte Störungen handeln (LE ROUX 2000). Eine sehr starke Ausdehnung, bei der eine neue Bruchrichtung entstand, bildet sich dadurch ab. Vor allem COULON (1992) hatte sich diesem Thema („distension oligocène“) intensiv gewidmet. Neben tektonischen Linearen waren dazu auch schichtparallele Stylolithensäume als Zeugnis der oligozänen Dehnung ausgewertet worden. Diese spiegeln die Tatsache wider, dass beim Szenario c bei LETOUZEY (1986) die stärkste Einengung in der Vertikalen liegt (Abb. 86). COULON (1992: Fig. 7) ermittelte, dass eine solche „stylolitisation stratiforme“ lediglich südlich bzw. südwestlich von Metz aufzufinden sei. Dies kann hier nicht bestätigt werden. Auch weit nördlich davon, in den sehr reinen Dolomitabfolgen des höchsten Oberen Muschelkalks (Bettingen-Subformation der Irrel-Formation) bei Bettingen, ist eine Überprägung der Schichtflächen durch vertikale Stylolithen beobachtet worden (DITTRICH in Vorb. a). Die betroffene Region liegt tatsächlich dort, wo ohnehin eine oligozäne Absenkung angenommen

worden war (DITTRICH 2009), nämlich im weiteren Bereich des Südeifeler Zentralgrabens (Abb. 96 und 97). In diesem speziellen Senkungsgebiet hatte die damalige Gebirgsüberdeckung offenbar noch zur Entstehung von auflastbedingten schichtparallelen Drucklösungssäumen ausgereicht. Die Ergebnisse im südlichen Pariser Becken und in der Trier-Luxemburger Bucht passen also zueinander.

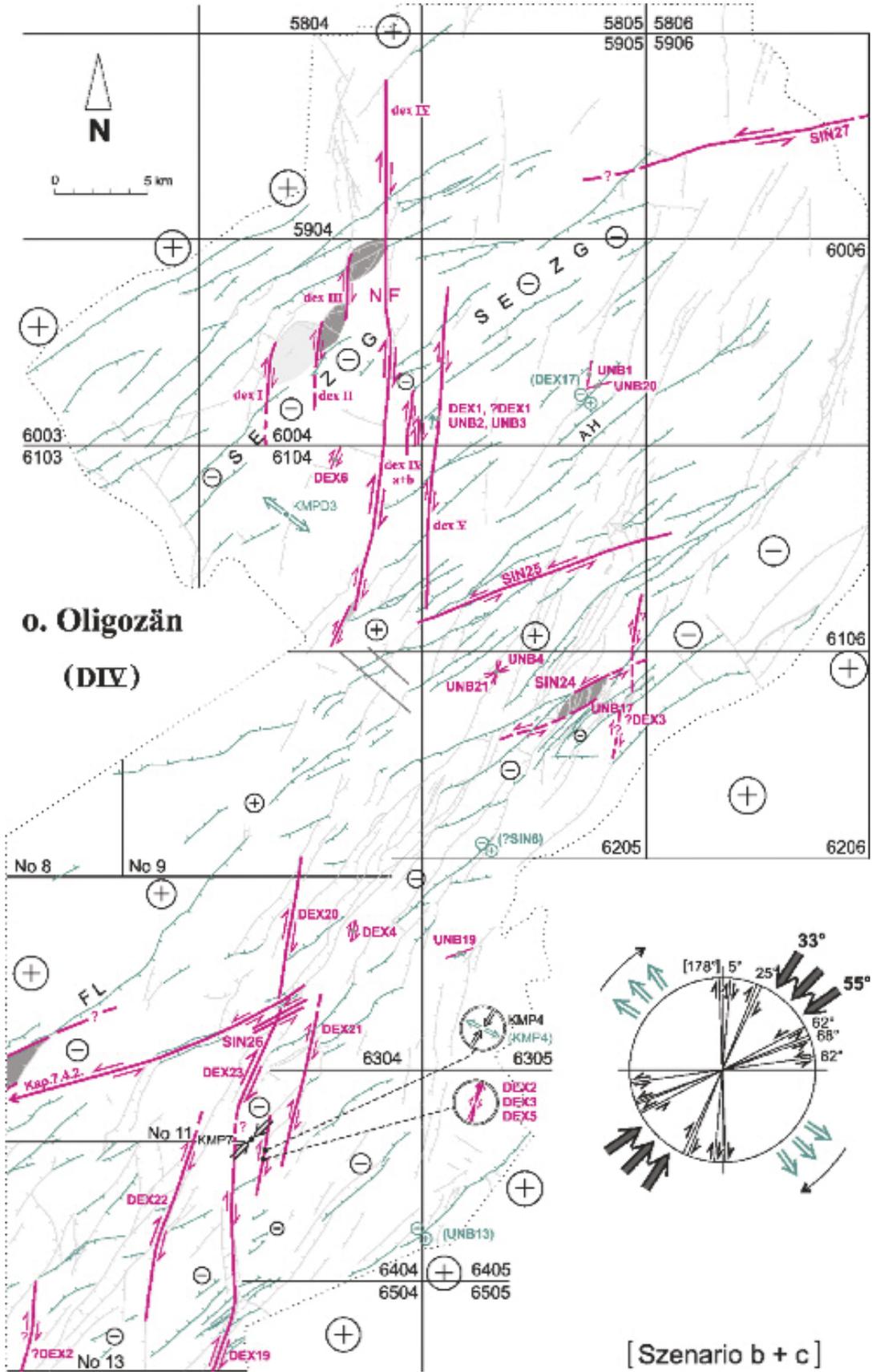
Im oberen Oligozän (Chatt) setzten dann auch im süddeutschen Raum starke Scherspannungen ein (Szenario b). Im Umfeld des Oberrheingrabens kam es zu dextralen Horizontalverschiebungen an NNE-SSW-orientierten (rheinischen) Bruchelementen. Dasselbe ließ sich auch in der Schwäbisch-Fränkischen Alb (SCHWARZ 2012) und in der Trier-Luxemburger Bucht nachweisen (DITTRICH 2009, Abb. 96).

Die maximale horizontale Schubspannung verlief nunmehr in Nordost-Südwest-Richtung (Abb. 87). Die großräumige paläogeographisch-paläotektonische Situation dieser Zeit wird bei ZIEGLER (1999: Plate 18) dargestellt. Es zeigt sich darin die Bedeutung der Überschiebungs- und Faltungsfront der Pyrenäen. Aufgeteilt auf mehrere Überschiebungsbahnen streicht sie WNW-ENE, streckenweise auch Nordwest-Südost. Sie zieht sich von südlich des französischen Massif Centrals noch weit in die Biscaya hinein. Im Osten reicht sie bis in die Region der burgundischen Fortsetzung des Oberrheingrabens (ECRIS). Eine überregional wirksame nordostwärts gerichtete Schubspannung ist also plausibel. In der Kanalregion wird diese von drei großen Aufwölbungszonen in Nordwest-Südost-Richtung nachgezeichnet. Offenbar war die nach wie vor existierende alpine Faltungsfront im späten Oligozän kinematisch weniger bedeutsam als die der Pyrenäen.

Die im Untersuchungsgebiet angetroffenen Kompressionsmerkmale der oberoligozänen Deformation DIV umfassen lediglich Drucklösungsphänomene. Falten und Aufschiebungen fehlen. Das einwirkende Stressfeld hat hier wohl nie zur Ausprägung von Szenario a ausgereicht (Abb. 86). Die Versenkungstiefe der heute oberflächlich exponierten Gebirgsstockwerke mit Horizontalstylolithen und Slickolite-Rillungen war damals offenbar noch hinreichend groß gewesen, um derartige kompressive Drucklösungsprozesse zu ermöglichen.

Als dann bei abnehmender Stärke von σ_1 Scherung einsetzte (Szenario b), wurden vereinzelt auch präexistierende Kleinabschiebungen und Schrägklüfte horizontaltektonisch überprägt. Diese Extensionsflächen wurden zu „zickzackförmig“ ausgestalteten Bewegungsflächen verbunden und horizontal mobilisiert. Ein solcher Sachverhalt hat sich an mehreren Messpunkten im Gelände nachweisen und dokumentieren lassen (Kersch, Wincheringen (?), Hippert/Schloss Thorn). Die auf diese Weise reaktivierten Kleinabschiebungen und Schrägklüfte entstammten nicht nur der unter- bis mitteloligozänen Extension. Dies zeigte sich bei einer Neubegehung des Steinbruchs Kersch im April 2013. Bei günstigen Lichtverhältnissen konnte die inzwischen zurückverlegte Südwest-Seite gegenüber der Zufahrtsrampe (Kap. 4.2.5. in Teil I) neu untersucht werden. Erkennbar war eine lokale Einbeziehung der 70 bis 80°-streichenden, NNW-fallenden Schrägklüfte (vgl. Messpunkt KMP9) in eine etwa 62°-streichende Horizontalbewegung. Ursprünglich waren es spät-mitteljurassische Extensionsflächen gewesen (Kap. 8.1.2. und Abb. 88). Bei der neuen Bewegung handelte es sich – ebenso wie beim benachbarten Messpunkt UNB21 (82°-Streichen) – um eine sinistrale Horizontalverschiebung mit „zickzackförmigen“ Bewegungsflächen. Sie ist ebenso der oberoligozänen Deformationsphase DIV zuzuordnen wie die wohl dextralen Scherbahnen von UNB4 im selben Aufschluss (6°- und 22°-Streichen).

Angesichts der enorm großen horizontalen Verschiebungsweiten einiger Blattverschiebungen ist wahrscheinlich, dass die Gesamtdeformation DIV eine längere Zeit-



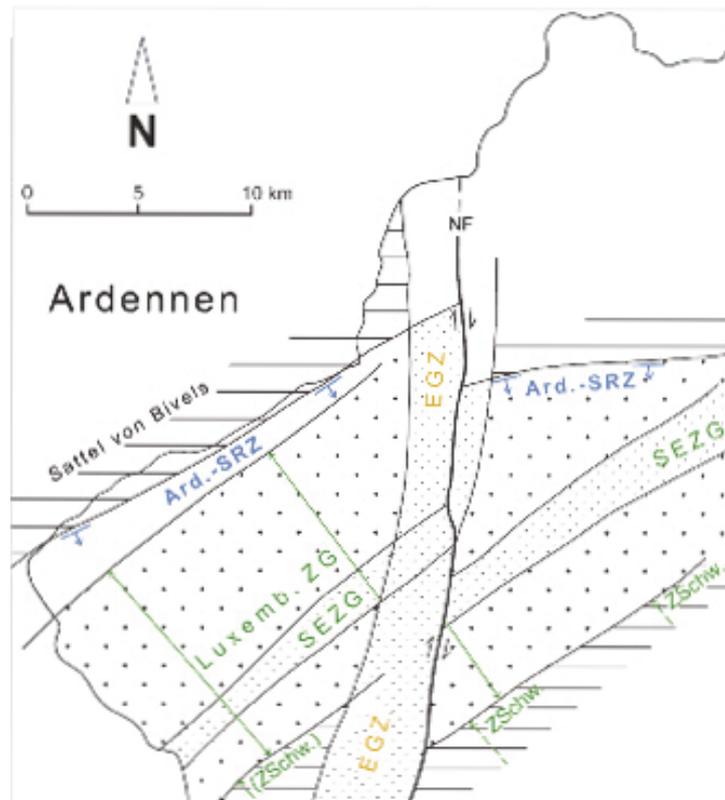


Abb. 97: Wichtige tektonische Strukturen im Nord-Teil der Trierer Bucht (aktualisierter und vereinfachter Ausschnitt aus Abb. 5 in DITTRICH 2011b; Farbmarkierung der drei alt angelegten Richtungssysteme: blau = variszisch, grün = diagonal, orange = rheinisch). NF = „Nimstal-Fuge“ (dextrale Blattverschiebung), Ard.-SRZ = Ardennen-Südrandzone, EGZ = Echterbacher Grabenzone, Luxemb. ZG = Luxemburger Zentralgraben, SEZG = Südeifeler Zentralgraben, ZSchw. = (Luxemburger) Zentral-schwelle.

spanne einnahm. Währenddessen rotierte das Stressfeld im Uhrzeigersinn (vgl. auch SCHUMACHER 2002). Es resultierte eine große Winkelspannbreite der aktivierten Scherflächen und Blattverschiebungslinien (Abb. 96). Überdies variierte die relative Stärke der drei Hauptnormalspannungen im Verlauf der Gesamtdeformation (vgl. Abb. 86). Mindestens ein Intermezzo mit etwas stärkerer Dehnung in Nordost-Südwest-Richtung zeichnet sich ab. Der entsprechende strukturelle Befund ist deutlich. Entlang von beiden Scherrichtungen, dextral und sinistral, bildeten sich transtensionale Verbindungsstrukturen (Pull-apart-Gräben). Die dabei verbundenen dextralen Bewegungsbahnen streichen Nord-Süd. Anschließend, bei wieder erhöhter Scherspannung, wurden dann einzelne der en-echelon angeordneten Scherbahnen weiter fortgesetzt und ausgebaut. Dieser Sachverhalt wird später in diesem Kapitel genauer behandelt werden. Fortgesetzt wurden diejenigen, die entlang von alt angelegten, leichter zu mobilisierenden Bruchlinien im Untergrund verliefen.

Abb. 96: Deformationsmuster zur Zeit des oberen Oligozäns (Erklärung der Signaturen in Kap. 8.1.; die Kennungen dex I bis dex V entsprechen den Beschreibungen bei DITTRICH 2009; NF = „Nimstal-fuge“, AH = Auwer Hochscholle, FL = „Faille de Luxembourg“).

Die relative Alterssignatur der Horizontalbewegungen ist eindeutig. Sie weist auf Oligozän. Die Verschiebungsbahnen versetzen eozäne Bewegungslinien (SIN25 bis SIN27, DEX22, DEX23) und werden ihrerseits von zahlreichen miozänen sinistralen Verschiebungen durchschlagen (Abb. 101 in Kap. 8.4.).

Wie schon erwähnt, dokumentieren sich bei beiden Verschiebungsrichtungen, dextral und sinistral, große Verschiebungsweiten (Abb. 96). Die rheinisch streichenden dextralen Blattverschiebungen erreichen im südlichen Untersuchungsgebiet 3,2 km (DEX23). Im nördlichen Untersuchungsgebiet (vgl. DITTRICH 2009) wird dies sogar noch überschritten. Die sogenannte „Nimstal-Fuge“ (NF) war dort die Hauptlinie der Bewegung. Sie versetzte den Südeifeler Zentralgraben um etwa 3,5 km. Zum Nordrand der Luxemburger Zentralschwelle hin steigerte sich der Horizontalversatz sogar noch (4 km?, vgl. Abb. 5 in Teil I). Die lineare Eintragung dieser Blattverschiebungen in Abb. 96 vernachlässigt bewusst die später entstandenen miozänen Versätze, dies erklärt die Abweichungen zum grau unterlegten heutigen Störungsmuster. Ursprünglich handelte es sich bei der „Nimstal-Fuge“ (dex IV bei DITTRICH 2009) nur um eine von mehreren Nord-Süd-ausgerichteten dextralen Scherbahnen (dex I bis dex V). Im äußersten Norden quert sie spitzwinklig die alte rheinische Senkungsstruktur der Echternacher Grabenzone, wie sie sich im faziellen Befund der Muschelkalk-Ablagerungen dokumentiert (DITTRICH in Vorb. a; Abb. 97). Später dann wurde sie weiter nach Süden hin fortgesetzt. Dort schwenkte sie in die alt angelegte Ostrandstörung der rheinischen Echternacher Grabenzone ein. Dies geschah wohl im Verlauf der langsamen Rotation des Stressfeldes, wodurch zunehmend „flacher“ streichende Scherbahnen begünstigt wurden.

Auch im südlichen Untersuchungsgebiet ist eine scherende Reaktivierung von rheinischen Sockelfugen zu erkennen. Auch dort handelt es sich um Randstörungen – östliche und westliche – der Echternacher Grabenzone. Da diese Grabenstruktur im Süden jedoch schon unterkretazisch nach Westen versetzt worden war (Abb. 91), setzte die starke dextrale Scherspannung in der dortigen Moselregion auch an östlicheren Bruchfugen des rheinischen Richtungssystems an. Die wahrscheinlich schon früher angelegte (eozäne) Bruchstruktur des Moselschmalgrabens konnte ebenfalls „verwendet“ werden. An ihr vollzog sich die kinematische Verbindung der versatzstarken DEX23-Scherung zur Dextralverschiebung am Westrand der Siercker Schwelle (DEX19, Abb. 96).

Die konjugierten sinistralen Blattverschiebungen in WSW-ENE-Richtung erinnern an die erwähnte oligozäne Megascherzone der „Rhine Saône Transfert Zone“ (Abb. 95). Mindestens drei große linkstretend en-echelon angeordnete große Bewegungsbahnen wurden identifiziert. Ihre Verschiebungsweiten entsprechen denen der rheinischen Blattverschiebungen. Sie liegen bei etwa 3 km im Norden, gut 2,6 km im mittleren und bis zu 1,5 km im südwestlichen Untersuchungsgebiet. Die entsprechenden Bewegungen vollzogen sich an alten variszisch streichenden Lineationen, die im Bruchinventar des devonischen Sockels vorgezeichnet waren.

Im Raum Niederdonven, bei SIN26 und DEX23, könnte sich andeuten, dass beide horizontalen Verschiebungsrichtungen interagierten, dass sie also derselben Deformationsphase angehörten.

Auffällig häufig kam es zur Ausbildung von Pull-apart-Gräben. In Abb. 96 sind sie durch graue Flächenfarben gekennzeichnet. Solche transtensiven Verbindungsstrukturen treten sowohl bei sinistralen als auch bei dextralen Blattverschiebungsstaffeln auf. Sie sind in einer Phase – möglicherweise auch in mehr als einer Phase – mit abgeschwächter Schubspannung entstanden. Nach der Abstufung von tektonischen Sze-

narien gemäß LETOUZEY (1986; Abb. 86) würde dies einem Übergangsstadium zwischen b und c entsprechen.

Bei der flächenhaften Verteilung der Pull-apart-Strukturen fällt auf, dass sie sich immer in den Randzonen von strukturellen Hochgebieten entwickelten. Im Norden ist dies der nordwestliche Außenbereich des diagonalen Luxemburger Zentralgrabens. Weiter südlich ist es der Nordrand des Horsts von Echternach. Im Südosten ist es der südöstliche Randbereich der diagonalen Luxemburger Zentralschwelle zum Graben von Thionville (vgl. Abb. 105 in Kap. 9.1.). An den alt angelegten Schwellenzonen, deren Absenkung vergleichsweise langsam und zögerlich ablief, kam es randlich offenbar zu einer stärkeren transtensiven Zerdehnung des Deckgebirges. Es bildeten sich dort Staffeln von Blattverschiebungen heraus, die von bogenförmig gekrümmten Schrägabschiebungen verbunden wurden (vgl. Abb. 57 und 58 in DITTRICH 2012). Möglicherweise konnten sich horizontale Bewegungsbahnen nicht ohne weiteres in die alt angelegten (starreren?) Hochstrukturen hinein fortsetzen.

Eine kleinere Pull-apart-Struktur könnte sich bei Wawern, am Rande des Hunsrücks andeuten. Dort hatte die besondere Ausprägung einer 70°-streichenden Abschiebungszone mit zahlreichen fächerförmig angeordneten Kleinstörungen an eine negative Blumenstruktur erinnert (UNB19). Dadurch verbundene sinistrale Blattverschiebungen konnten bislang nicht auskartiert werden. Die Position dieser potentiellen kleinen Verbindungsstruktur wäre strukturell dem südöstlichen Schulterbereich des diagonalen Grabens von Thionville zuzuordnen.

Vergleichsweise große Pull-apart-Strukturen entstanden wohl im Südwesten des Untersuchungsgebietes, südlich der Stadt Luxembourg (Abb. 98). Die dortige Region gehört zum Südostrand der Luxemburger Zentralschwelle. Durch solche transtensiven Verbindungsstrukturen wurde die diagonal streichende „Faille de Luxembourg“ strukturell überlagert und kompliziert. Ursprünglich handelte es sich um eine durchgehende, von Lothringen heranziehende Großabschiebung, die Südwest-Nordost streicht und nach Südosten hin absetzt. Im heutigen Kartenbild knickt sie allerdings auf südluxemburgischem Gebiet, zwischen Schifflange und Sandweiler, dreimal in eine „flachere“ WSW-ENE-Richtung um. Bei Hesperange streicht sie über eine Strecke von 4 km gut auskartierbar mit 66°, weiter westlich verläuft sie nahezu Ost-West (um 82°). Überdies weist sie zwei merkwürdige bogenförmige Verlaufsstörungen auf (BINTZ & MAQUIL 1992; Abb. 98). Diejenige im Osten, zwischen Hesperange und Sandweiler, ist weitaus komplexer ausgebildet; dort ist auch eine Nordwest-absetzende Gegenstörung auskartiert worden.

Diese Gesamtgeometrie entspricht der einer linkstretend gestaffelten Abfolge von drei sinistralen Blattverschiebungen, mit zwei großen Pull-apart-Gräben. Ebenso wie weiter im Osten und Nordosten der Trier-Luxemburger Bucht könnten hier sinistrale Horizontalbewegungen an variszisch streichenden strukturellen Vorzeichnungen stattgefunden haben. Aufgrund der anstehenden Gesteinsabfolgen ist die nordöstlichere Struktur kartiertechnisch besser fassbar gewesen. Luxemburger Sandstein (li2) setzt dort gegen mergelige Abfolgen des unteren und mittleren Lias ab. Unter der Talau eines östlichen Nebenflüsschens der Alzette verbirgt sich wohl die Fortsetzung der parallel verlaufenden Störung. Ähnliche Bruchmuster sind von TWISS & MOORES (1997: Fig. 7.6) als extensionale Duplex-Strukturen abgebildet worden. Im Bereich der südwestlichen Verbindungsstruktur hingegen stehen die mächtigen und monotonen grauen Tonmergel-Abfolgen des mittleren Lias an. Dies erschwerte eine exakte tektonische Erfassung. Schlechte Aufschlussbedingungen in einem großen Waldgebiet (Bois de Bettembourg) kommen hinzu.

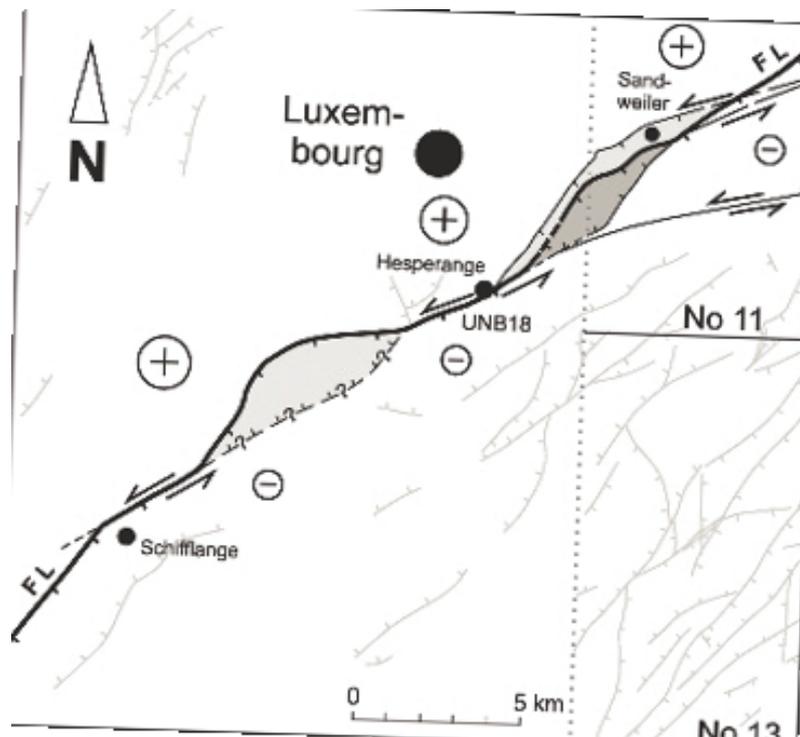


Abb. 98: Mögliche En-echelon-Staffel von drei sinistralen Blattverschiebungen mit zwei transtensiven Verbindungsstrukturen, die die „Faille de Luxembourg“ (FL) strukturell überlagern. Senkrecht punktierte Linie: West-Rand von Abb. 96.

Bei Berücksichtigung der Dimensionen und der Ausrichtung der burgundischen „Rhine Saône Transfert Zone“ in Abb. 95 ist eine solche Aneinanderreihung von großen sinistralen Pull-apart-Strukturen gut vorstellbar.

In einem späteren Stadium der oberoligozänen Gesamtdeformation, als das Stressfeld schon etwas weiter im Uhrzeigersinn rotiert war, hat sich dann die mittlere Blattverschiebung, diejenige bei Hesperange, stärker durchgesetzt und weiter nach Osten verlängert (Abb. 83 in Teil III; Abb. 96 und 98). Ähnliches hatte sich schon bei der „Nimstal-Fuge“ (dex IV) im Verhältnis zu den westlich benachbarten Blattverschiebungen dex I, II und III beobachten lassen (DITTRICH 2009; Abb. 96). Die Entstehung von mehreren Pull-apart-Strukturen ist zeitlich also nicht einer Spätphase der Deformation DIV zuzuordnen, sondern einem Zwischenstadium darin.

Anhaltspunkte dafür lieferte auch der Messpunkt KMP4 im südlichen Saargau. Dort hatte sich gezeigt, dass kompressive Slickolite-Rillungen („slickolite striae grooves“) von DIV auf vorgegebenen Schrägklüften angelegt worden sind. Diese Klüfte zeigten ein Streichen von 15 bis 39° und fielen nach Südosten hin ein. Sie bilden die oberoligozäne Extension mit Absenkung im Südosten ab. Dieses Subsidenzmuster ist nicht gleichbedeutend mit der anders konfigurierten Reaktion auf die anfangs beschriebene früholigozäne Dehnung. Diese neuere Dehnung hat offenbar in einem Zwischenstadium der Gesamtdeformation DIV stattgefunden, denn danach kam es noch zu einem weiteren, spätoligozänen Kompressionsereignis. Ihm entstammen die erwähnten Slickolite-Rillungen von KMP4. Eine gewisse Subsidenz im Bereich des Grabens von Thionville war charakteristisch für die oberoligozäne Deformation DIV. Darauf deuten auch die ihn umrahmenden Pull-apart-Strukturen, die prämiozänen

Flexuren bei den Messpunkten ?SIN6 und UNB13 und auch die deutliche Schrägabschiebungstendenz der rheinischen dextralen Bewegungsbahnen im Steinbruch Hippert/Schloss Thorn (DEX2, DEX3, DEX5; Abb. 96).

Im Spätstadium von DIV setzte sich die scherende Beanspruchung fort, nunmehr bei WNW-ESE-Tendenz der Kompressionsrichtung (etwa 55° Streichen). Um 20 bis 25°-streichende dextrale Scherbahnen wurden aktiviert, teilweise auch neu geschaffen. Zusätzlich fanden an den zuvor bewegten, „steiler“ streichenden Blattverschiebungslinien jetzt wesentlich schrägere Relativbewegungen statt. Beides zeigte sich sehr deutlich im Steinbruch Hippert/Schloss Thorn (DEX5, vgl. Einführung zu Teil III). Die auf den älteren Störungsflächen in einer zweiten Generation angelegten Gleitstriemungen fallen dort mit bis zu 30° nach NNE hin ein.

Am äußersten Südrand des Untersuchungsgebietes deutet sich der Vorbau einer lang gestreckten dextralen Blattverschiebung in einer deutlich „flacheren“ NNE-SSW-Richtung an (DEX19). Im mittleren Untersuchungsgebiet könnten dem die 25°-Scherflächen bei Holsthum (DEX6) und die etwa 25° streichende Horizontalverschiebung entsprechen, wie sie in der südlichen Fortsetzung der „Nimstal-Fuge“ anzunehmen ist (Kap. 7.3.2. in Teil III). Der dort zwischen zwei dextralen Bewegungsbahnen vermutete Pull-apart-Graben ist noch sehr ungewiss. Die Kleintektonik dieser Region – eine strukturelle Hochlage (Kap. 9.1.) – ist hochkomplex. Dies ist nicht zuletzt den sinistralen Verschiebungen der „Faille de Luxembourg“ bei der oberjurassischen Deformation DI zuzuschreiben (Abb. 75 in Teil II, Kap. 8.1.2., Abb. 89).

Die in Mitteleuropa weiträumig nachweisbare oberoligozäne Deformationsphase war generell ein sehr starkes Ereignis. Aus der Schwäbisch-Fränkischen Alb sind von SCHWARZ (2012: Abb. 12) sogar oberoligozäne sinistrale Transpressionsfalten dargestellt worden. Transpression entspricht einem Übergangstadium der LETOUZEY-Szenarien a und b (Abb. 86). Dort im Südosten herrschte wohl eine stärkere kompressive horizontale Hauptnormalspannung σ_1 als im Untersuchungsgebiet. In westlicheren Regionen wurde der oberoligozäne Gesamtprozess stärker von Absenkung und Dehnung geprägt. Das Pariser Becken und die daran anknüpfende Trier-Luxemburger Bucht „sackten“ durch. In den sehr zahlreichen Messpunkten von COULON (1992: Fig. 1) aus dem erweiterten Bereich des Pariser Beckens dokumentierte sich generelle Nordwest-Südost-Ausdehnung. Sieben dieser Datenpunkte betrafen noch das hier betrachtete deutsch-luxemburgische Untersuchungsgebiet, auf und nördlich der Siercker Schwelle. Hinzu kommt der eigene Messpunkt KMPD3 im Ferschweiler Plateau (Abb. 96). Im Südosten des Pariser Beckens ist von COULON einmal auch alkalischer Vulkanismus markiert worden. Dieser bestätigt die Bedeutsamkeit dieser Ausdehnungsphase. Als bruchtektonisches Einzelelement ist die dehnend mobisierte, etwa 55 bis 60° streichende Abschiebung der „Faille d’Omey“ besonders herausgestellt worden (bei MICHON et al. 2003: „Faille d’Ormev“). In überregionalen Darstellungen von COULON ist sogar eine weit nach Nordosten durchhaltende „Faille d’Omey-Luxembourg“ ausgewiesen worden. Deren Nordost-Fortsetzung reicht in den Darstellungsbereich von Abb. 96 hinein.

Das Deformationsgeschehen im Bereich der Trier-Luxemburger Bucht wurde von der Absenkung des Pariser Beckens entscheidend mit-geprägt. Das Stressfeld mit genereller Nordost-Südwest-Kompression (σ_1) wurde phasenweise – gegen Ende der Gesamtdeformation und auch in einem Zwischenstadium von DIV – von stärkerer Nordwest-Südost-Dehnung (σ_3) modifiziert (Szenario b – c in Abb. 86). Ein transtensives Regime kam zum Tragen. Die sonst eher selten auszutreffenden Pull-apart-Gräben sind im Untersuchungsgebiet ein vergleichsweise häufig auftretendes Phänomen. Bei

den Scherversuchen im Laborexperiment von SCHWARZ & KILFITT (2008) traten Pull-apart-Strukturen erst ganz am Ende der Entwicklung auf. Sie kennzeichneten die letzten vier von zehn Stadien der Interaktion konjugierter Scherflächen (Stadien g-h-i-j). In dieser Spätphase war der scherend deformierte Tonkuchen – er steht stellvertretend für das Deckgebirge – schon insgesamt relativ stark gezerrt. Ein derartiger Zustand ist im Bereich des vergleichsweise starren Moldanubikums (Schwäbisch-Fränkische Alb; SCHWARZ 2012) wohl nie erreicht worden. Im Untersuchungsgebiet, das im Bereich des flexibler reagierenden Rhenoherynikums liegt, herrschten hingegen andere kinematische Voraussetzungen. Im höheren Oligozän fand überdies die erste Hauptaufstiegsphase des Rheinischen Schildes statt (Plateau Uplift, vgl. FUCHS et al. (1983b: S. 407). In diesem Gesamtkontext von Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung, Senkung im Südwesten (Pariser Becken) und Hebung im Nordwesten, Norden, Nordosten und Osten wurden im Untersuchungsgebiet alte triassische diagonale Grabenstrukturen erneut mobilisiert. Es kam zur differentiellen Absenkung des Südeifeler bzw. Luxemburger Zentralgrabens und des Grabens von Thionville. Eine nicht-horizontale Ausrichtung der maximalen Schubspannung, also ihre deutliche Interaktion mit der vertikalen Hauptnormalspannung σ_2 (Abb. 86), erwies sich im Steinbruch Eßlingen (Messpunkt DEX1). Dort zeigten sich 8° nach NNE geneigte dextrale Slickolite-Zapfen. Dieser Gradient ist in Abb. 96 mit einem türkisfarbenen Pfeil verzeichnet worden. Die Neigung ist deutlich stärker als das heutige moderate (Nordwest-)Schichteinfallen dort. Sie ist also schon primär angelegt. Es bildet sich darin die synkompressive Absenkung im Bereich des Südeifeler Zentralgrabens im Norden ab.

Im Endstadium von DIV (Szenario c), in dem (nahezu) nur noch Abschiebungstektonik stattfand, wurden in großem Umfang diagonal streichende Bruchlinien angelegt bzw. remobilisiert (Abb. 96). Dabei bildete sich die starke Präsenz Nordost-Südwest-orientierter Bruchlinien im heutigen Kartenbild heraus.

8.3.3. Miozäne Deformationen

Die untermiozäne Deformationsphase DV ist zwar nicht die als letzte ausgehaltene Deformation, aber doch ein relativ junges Ereignis. Die dabei entstandenen Strukturen sind im heutigen Kartenbild noch relativ „frisch“ und gut erkennbar. Auch ist das Deckgebirge seit damals nicht so stark angehoben und abgetragen worden, dass diejenigen Gebirgsetagen zutage kommen konnten, in denen sich Drucklösungsphänomene hätten bilden können. Falten wurden ebenfalls nicht nachgewiesen. Das ange-troffene strukturelle Spektrum von DV beschränkt sich auf spröde Deformationen. Es zeigen sich vertikale und horizontale Verschiebungen und vor allem Scherflächen. Die zahlreichen Blattverschiebungen dieser Zeit durchschneiden und versetzen verschiedene Generationen von Scherbahnen älterer Ereignisse.

Eine außerordentlich starke Kompressionsbeanspruchung hat nicht stattgefunden. Es handelte sich nur um den distalen Ausläufer einer Deformation in Südwest-Europa. In den Darstellungen von SCHUMACHER (2002) und SCHWARZ (2012) für den Oberrheingraben und die Schwäbisch-Fränkische Alb fehlt eine untermiozäne Bewegungsphase (Abb. 87). Die Trier-Luxemburger Bucht liegt jedoch wesentlich weiter nordwestlich und überdies in einem anders vorstrukturierten Umfeld. Der paläozoische Untergrund des Untersuchungsgebietes gehört dem intensiv deformierten Rhenoherynikum an und nicht – wie im Alpenvorland – dem Moldanubikum und dem Saxothuringikum. Für das Ansetzen der Scherspannung bestanden hier weitaus bessere strukturelle Voraussetzungen.

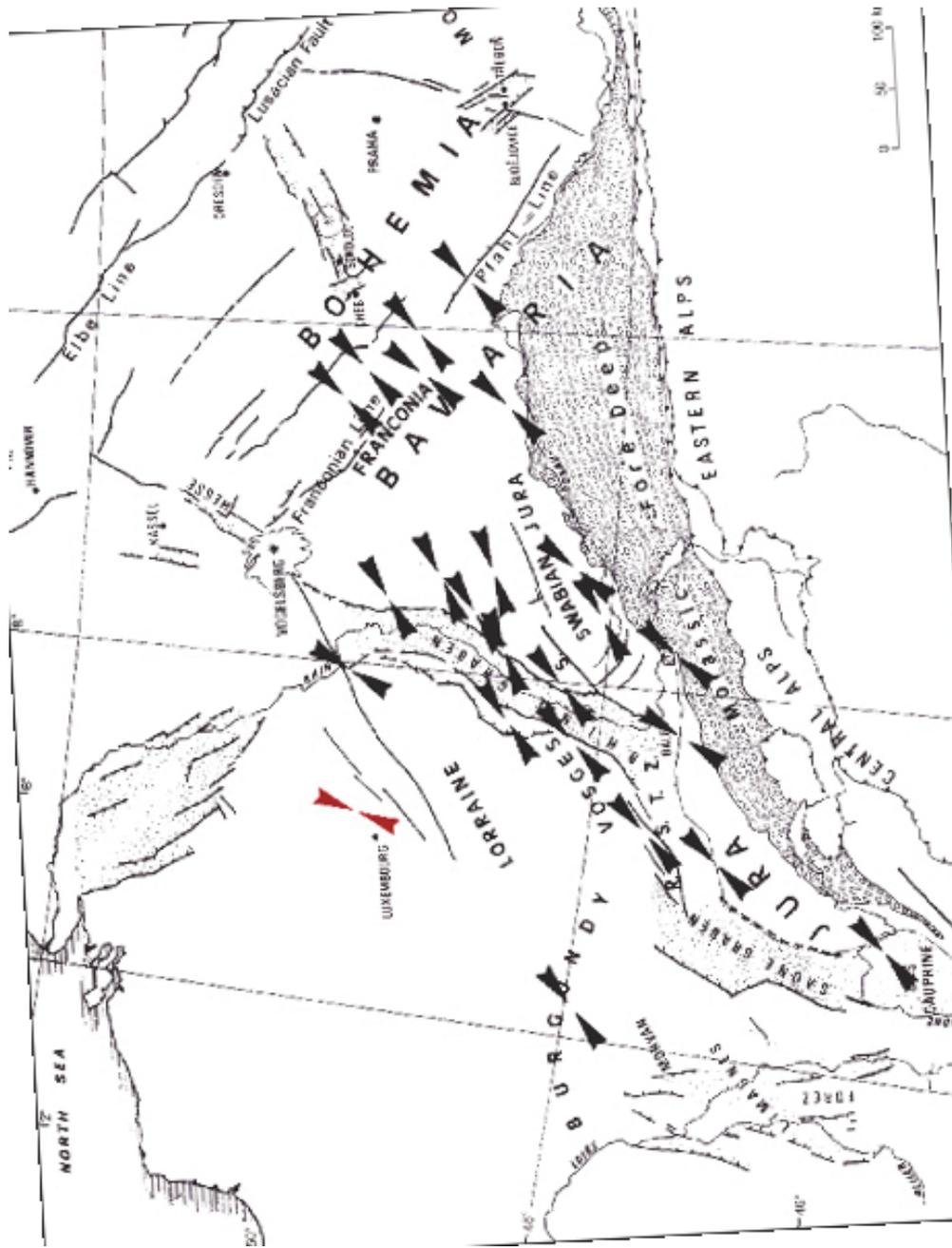


Abb. 99: Untermiozänes Stressfeld (horizontale Kompressionsrichtung) im nördlichen Vorfeld des Alpenbogens (Ausschnitt aus Fig. 5 in BERGERAT 1989; wenig graphisch verändert; dunkelrot: Einengungsrichtung im Untersuchungsgebiet).

Die Abb. 99 zeigt die zahlreichen Messergebnisse zum untermiozänen Stressfeld von BERGERAT (1989). Die eigenen Ergebnisse weiter nördlich fügen sich gut ein. Ursächlich für die damalige SSW-NNE-Kompression waren plattentektonische Vorgänge im westlichen Mittelmeer (Abb. 100). Die afrikanische Platte driftete zu dieser Zeit nach Nordosten. Die inzwischen dazu vorliegenden Daten beschränken nicht mehr nur auf die abgebildeten Messpunkte. Zahlreiche weitere Ergebnisse liegen vor. Exemplarisch dafür ist die Abb. 100 ergänzt worden durch die invertierten Hochstrukturen im nordwestlichen Pariser Becken und in der Kanalregion. Diese Eintragungen beruhen auf den Ergebnissen von LAKE & KARNER (1987), ZIEGLER (1990) und MICHON et al. (2003). In dieser Region existieren mehrere von Überschiebungen geprägte Inversionsstrukturen. Diese Grabeninversionen hatten bereits im oberen Oligozän begonnen (Abb. 95). Im unteren Miozän jedoch kulminierten die dortigen Aufstiegsbewegungen (ZIEGLER 1990). Die dort im Nordwesten einwirkende SSW-NNE-Kompression war offenbar sehr stark. In ihrer Ausrichtung entspricht sie derjenigen im Untersuchungsgebiet (Abb. 101).

In der Trier-Luxemburger Bucht bewirkte diese Schubspannung die Bildung von wenigen kleinmaßstäblichen Aufschiebungen (KMP2, KMP3?). Das Szenario a (Abb. 86) war also höchstens von kurzer Dauer. Szenario b hingegen ist deutlich belegt, intensive Scherung fand statt.

Die sinistrale Scherspannung konnte im vorhandenen strukturellen Inventar der Trier-Luxemburger Bucht gut ansetzen. Im unterlagernden Sockel waren Nordost-Südwest streichende Bruchfugen alt angelegt (DITTRICH 1989). Bei der oberjurassischen Deformationsphase DI waren sie teilweise schon (dextral scherend) mobilisiert und ins Deckgebirge durchgepaust worden. Auch bei der oligozänen Extension waren derartige Lineationen reaktiviert und betont worden. Im nachfolgenden Miozän ließen sich diese mechanischen Schwächezonen (Flexur- und Bruchlinien) dann relativ leicht zu horizontalen Bewegungsbahnen umfunktionieren. Dies betraf vor allem die reichlich vorhandenen diagonal streichenden Bruchlinien. Darüber hinaus wurde auch der etwas weniger „flach“ streichende Anteil der Flächenscharen des variszischen Richtungssystems (vgl. Kap. 5.1.) mobilisiert. Dadurch konnte sich der sinistrale horizontale Bewegungsimpuls markant umsetzen. An einer Lokalität sind auch sinistrale Riedelflächen angetroffen worden (?SIN7 bei Freudenburg).

Die Verschiebungsweiten erreichen maximal 2,7 km (SIN21, im südlichen Saargau). Im südlichen Untersuchungsgebiet sind überdies drei Mal horizontale Versätze zwischen 1 und 1,5 km ausgebildet (SIN23, SIN20, SIN19). Die Bruchzonen der drei südlichsten Bewegungsbahnen werden heute durch die Tiefstrukturen des Schmalgrabens von Tettingen – Sinz und des Schmalgrabens von Faha nachgezeichnet.

Im Nordwesten, nördlich der Luxemburger Zentralschwelle, waren schon von DITTRICH (2009: Abb. 14 und 16) mehrere sinistrale Blattverschiebungslinien rekonstruiert worden. Diese streichen zwischen 40 und 64°, der Durchschnitt liegt bei 55°. Die damals eingeführten Kennzeichnungen sin I bis sin VII sind in Abb. 101 übernommen worden. Die dort bislang nachgewiesenen Verschiebungsweiten liegen maximal bei 400 m bis 500 m. Versetzt wurden alt angelegte Randstörungen der Echterbacher Grabenzone und oligozäne dextrale Bewegungsbahnen. Das Lineament sin VII nach DITTRICH (2009) setzt sich nach neueren Erkenntnissen noch weiter nach Südwesten hin fort. Darauf deutet eine Anreihung von Fotolineationen, die sich in den Luftbildauswerten von GRONEMEIER (1976) abbildet. Von Niederweis aus durchzieht sie den Heiderücken und reicht bis in das östliche Ferschweiler Plateau. Die Sinistralverschiebung SIN22 im Weilerbach-Tal, ebenfalls sichtbar in den Fotolineationen, ist (en-echelon) linkstretend dazu angeordnet.

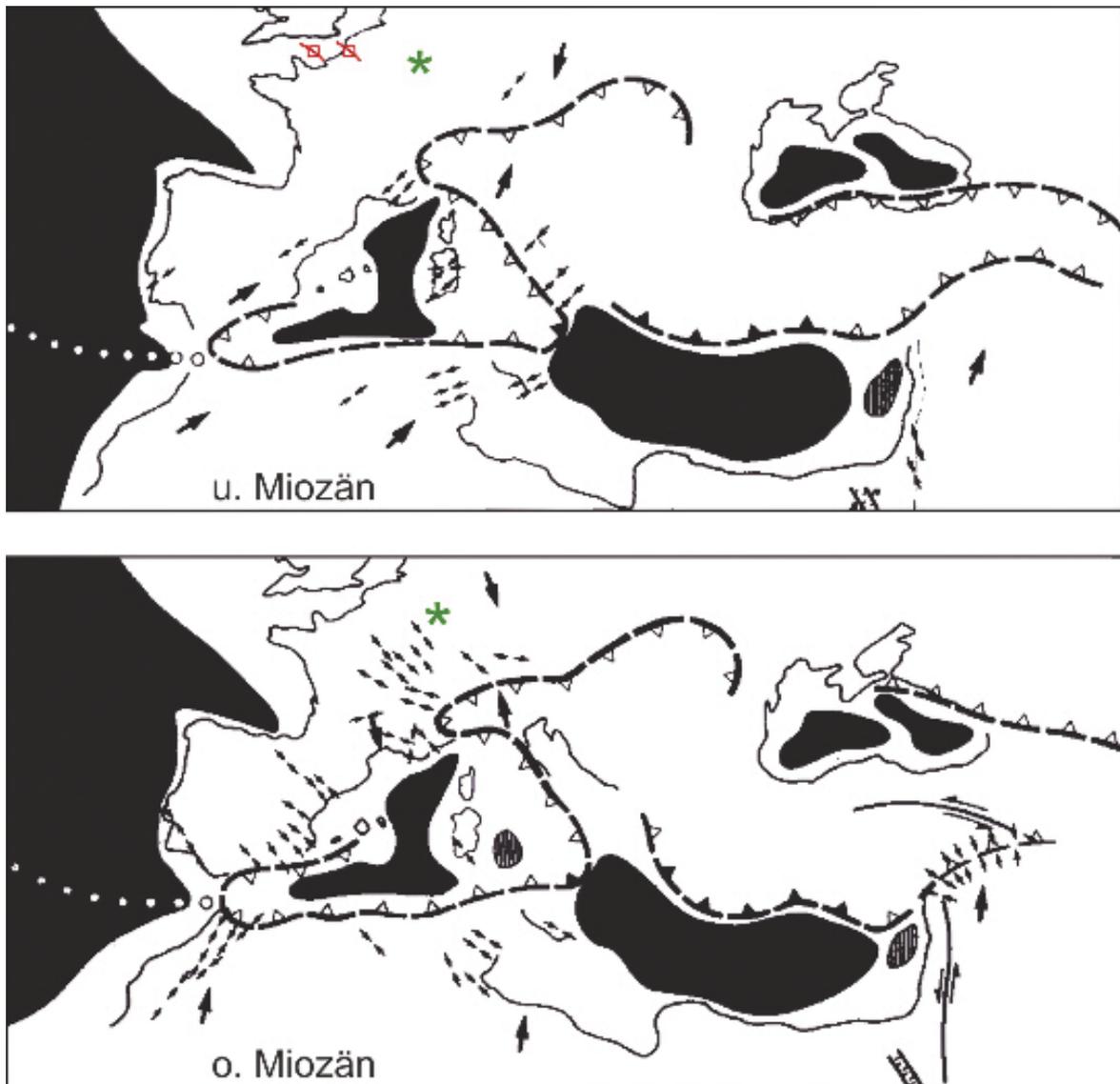
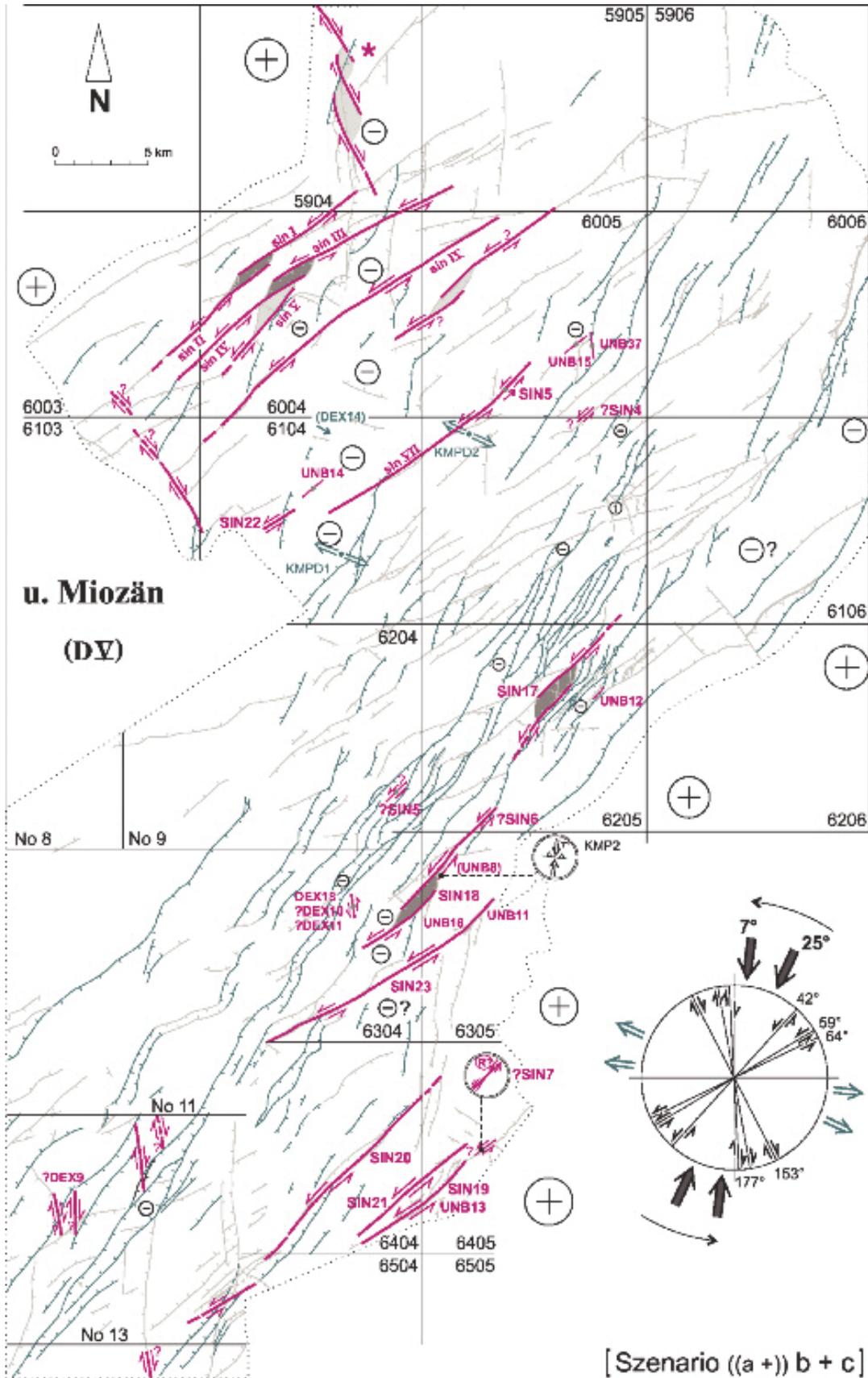


Abb. 100: Plattengrenzen und Kompressionsrichtungen im alpinen Kollisionsbereich im frühen und späten Miozän (nach LETOUZEY 1986; wenig graphisch verändert und ergänzt). Grüne Sterne: Position des Untersuchungsgebietes. Helle und dunkle Frontsignaturen zeigen Kollisionszonen mit aufgeschobenen Deckenbildungen von kontinentaler Kruste (helle Flächen) bzw. Subduktion von ozeanischer Kruste (dunkle Flächen). Die großen Pfeile indizieren übergeordnete plattentektonische Bewegungsrichtungen. Kleine Pfeilpaare dokumentieren erfasste maximale kompressive Paläostressachsen innerhalb der einzelnen kontinentalen Blöcke. Rote Eintragungen oben: invertierte Antiklinalen in der Kanalregion (vgl. Kap. 7.6.).

Auf dem alt angelegten Hochgebiet der Luxemburger Zentralschwelle konnten bislang keine größeren Blattverschiebungen nachgewiesen werden. Allerdings dokumentierten sich am Messpunkt ?SIN4 zahlreiche Horizontalharnische mit Quarztapeten und Eisen-Mangan-Vererzungen. Dort, am strukturellen Südrand der Auwer Hochscholle, haben zweifellos gewisse Horizontalbewegungen stattgefunden. Deren Ausmaß ließ sich jedoch nicht ermitteln.



Die dextrale Scherspannung von DV konnte im Winkelbereich von etwa 153 bis 167° möglicherweise unterkretazische Scherflächen remobilisieren. Ursprünglich hatte es sich dabei um sinistrale Bewegungsflächen gehandelt (Abb. 91). In höheren Winkelbereichen, bis 180° etwa, standen wohl einzelne oligozäne Scherflächen sowie eozäne Dehnungsbrüche zur Reaktivierung bereit. Bisher ließen sich jedoch erst wenige Zeugnisse der dextralen Horizontalbewegung unmittelbar nachweisen. Einzelne Scherflächen konnten im Bergwerk Wellen und im Kylltal eingemessen werden. Dextrale Blattverschiebungen sind bislang lediglich indirekt dokumentiert. Sie liegen im äußersten Nordwesten und Südwesten des Untersuchungsgebietes (Abb. 101).

Die Ausweisung von zwei Horizontalverschiebungen im Südwesten (?DEX9) geht maßgeblich auf die Überlegungen von BERNERS (1985b) zurück. Eine weitere mögliche 170°-Bewegungsbahn befindet sich auf lothringischem Gebiet, im äußersten Süden. Um sie abbilden zu können, ist bei der Abb. 101 das Darstellungsgebiet etwas nach Süden verschoben worden. Dieselbe Richtung erscheint wieder in den Randbrüchen einer Grabenstruktur am Nordrand von Blatt No 13 Remich. Dass es sich bei der westlichen Bruchlinie ursprünglich um eine dextrale Blattverschiebung gehandelt haben könnte, zeigt ein kleiner Versatz des Randbruchs des Mondorfer Schmalgrabens. Der südliche Parallelbruch endet auf Höhe der NNW-SSE-Störung; die Abb. 76 in Teil III ist dementsprechend zu korrigieren. Alle diese NNW-SSE-Bruchlinien nehmen eine besondere, in der Trier-Luxemburger Bucht äußerst selten vertretene Richtung ein. Insofern wäre möglich, dass es horizontaltektonisch entstandene und hier im Nahbereich der Siercker Hochstruktur später als Abschiebungen überprägte und betonte Bewegungsbahnen sind. In gleicher Weise gilt dies wohl auch für die NNW-SSE-Störungen auf den Blättern 6003 Mettendorf und 6103 Wallendorf im Nordwesten. Bei früheren Bewertungen (DITTRICH 2009) sind sie bloß als junge Nachbrüche zum großräumigen Senkungsgebiet des Pariser Beckens interpretiert worden. Die entsprechenden Schwächezonen könnten aber schon älter sein. Es könnten ursprünglich miozäne oder sogar unterkretazische Scherbahnen gewesen sein. Eine dahingehende Überprüfung der für das Trierer Bucht-Projekt (LGB & LUWG 2010) überarbeiteten Schichtlagerungskarte von KLÖSGEN (1997) bestätigte dies. Eine dextrale Verschiebung der südlichen Randstörung des Südeifeler Zentralgrabens um etwa 200 m an der lang gestreckten Gaytalstörung ist nachzuvollziehen. Bei der jungkänozoischen Subsidenz, deren Schwerpunkt nicht senkrecht auf diesen Abschiebungslinien im Westsüdwesten, sondern etwas südlicher lag, wurden diese Bruchlinien dann vertikaltektonisch überprägt.

Bei fortschreitendem Verlauf der Deformationsphase DV rotierte das Stressfeld im Gegenuhrzeigersinn (Abb. 87). Diese Rotation hatte bereits SCHUMACHER (2002) dargestellt. Es bildet sich darin die veränderte Bewegungsrichtung der afrikanischen Kontinentalplatte ab (Abb. 100). Die bereits angelegten sinistralen Scherbahnen wurden bei fortschreitendem Vorbau immer „steiler“ streichend. Dies zeigt sich deutlich beim Lineament sin VII im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes. Zunächst hatte es sich entlang der alten Fuge an der Grenze von Luxemburger Zentralschwelle und Luxemburger Zentralgraben angelegt. Diese war bereits im späten Oligozän vertikaltektonisch bewegt worden (Abb. 96) und ließ sich nun relativ leicht horizontaltektonisch



Abb. 101: Deformationsmuster zur Zeit des unteren Miozäns (Erklärung der Signaturen in Kap. 8.1.). Die Kennungen sin I bis sin VII entsprechen den Beschreibungen bei DITTRICH (2009, pinkfarbener Stern: Pull-apart-Gräben der dortigen Abb. 24).

mobilisieren. Bei fortschreitender sinistraler Verschiebung kam es dann allerdings nach Nordosten hin nicht zu einer Rückverschiebung der dextralen Blattverschiebung DEX24b (Abb. 89). Diese 50°-streichende oberjurassische Bewegungsbahn im Kylltal hätte sich dafür angeboten. Stattdessen wurde „mühsam“ eine völlig neue, 35 m breite, 45°-streichende Zerrüttungszone mit zahlreichen parallel verlaufenden Scherbahnen gebildet (SIN5). Im Steinbruch Sülml konnte diese optimal dokumentiert werden (Kap. 4.2.3.). Diese kinematische Verlängerung der alt angelegten Lineation unter Neubildung einer „steiler“ streichenden Bewegungsbahn ist durch ein rotiertes Stressfeld mit einer anders orientierten Scherspannung gut erklärbar. Da dieser neue nordöstliche Abschnitt der Scherbahn bei der oligozänen Extension noch nicht existent gewesen war, tritt sie im heutigen Kartenbild auch nicht als Abschiebung in Erscheinung.

Gegen Ende der Deformationsphase DV schwächte sich die SSW-NNE-ausgerichtete Schubspannung ab. Statt „reiner“ Blattverschiebungstektonik (Szenario b) setzte Schrägabschiebungstektonik ein (Übergang Szenario b–c, Abb. 86). Ein transtensionales Regime stellte sich ein. Rheinisch streichende, alt angelegte Senkungsstrukturen begannen erneut damit, sich abzusenken. Die schon erwähnten, spät gebildeten sinistralen Scherlineare von SIN5 bei Sülml sind schwach nach Nordosten hin geneigt. Sie bilden die Senkungsstruktur der Saargauer Grabenzone ab. Auch die spät mobilisierte, mit 45° schon relativ „steil“ streichende sinistrale Bewegungsbahn bei Reing (SIN6) zeigt Merkmale einer Schrägabschiebung. Sie liegt am Ostrand der Saargauer Grabenzone. Dort befinden sich auch zwei Pull-apart-Gräben (SIN17, SIN18), die relativ „steil“ streichende linkstretend angeordnete Blattverschiebungen verbinden. Sie belegen die besondere zerrende Beanspruchung des Deckgebirges in den flexurell verbogenen Randzonen der rheinischen Senkungsstruktur. Mehrere Pull-apart-Strukturen säumen auch die rheinisch streichende Echternacher Grabenzone im Nordwesten. Die rechtstretend angeordneten dextralen Pull-apart-Gräben im Norden waren schon von DITTRICH (2009: Abb. 24) dargestellt worden. Aufgrund ihrer eckigen Form könnten sie eher als „Rhombgräben“ – ein Synonym für Pull-apart-Gräben (EISBACHER 1996: S. 82) – bezeichnet werden. Die Streichwerte dieser dextralen Verbindungsstrukturen (150-157°) dokumentieren ebenfalls eine relativ späte Entstehung innerhalb von DV. Die Gradzahlen in Tab. 3 und das Deformationsschema in Abb. 101 sind nun um diese „flacheren“ Richtungen dextraler Bewegungsflächen erweitert worden.

Nach Westen hin war der untermiozäne Senkungsbereich etwas ausgeweitet, da das dortige Gebiet bereits im Oligozän aktiviert worden war (Abb. 96). Die dort durch Pull-apart-Gräben angeordneten, nach Südwesten hin vorgebauten Blattverschiebungen sin II, sin IV und sin V entstanden wohl einige Zeit später als die „flacher“ streichenden Lineationen sin I und sin III.

Am Ende der Deformationsphase DV dominierte dann die Extension (Szenario c). Dies dokumentiert sich etwa in weit geöffneten Dehnungsklüften bei KMPD1 und KMPD2 im Mittelteil des Untersuchungsgebietes. Vor allem aber fand eine intensive Vertikaltektonik statt. Die WNW-ESE-orientierte Ausdehnung mobilisierte eine Vielzahl von NNE-SSW streichenden Bruchstrukturen. Es resultierte die starke Präsenz des sogenannten 20-30°-Richtungssystems (Kap. 3.2.) im heutigen Abschiebungsmuster. Die Mondorf-Meerfelder Schmalgrabenzone ist erst dabei vertikaltektonisch herausgebildet worden. Der schon frühmesozoisch mobil gewesene Graben von Thionville erlangte dabei wieder seine voll ausgeprägte Gestalt. Manche sehr versatzstarke Abschiebungen – etwa am Hunsrück-Rand bei Trier und am Nordwestrand der Hochstruktur von Sierck – wurden erneut aktiviert, in Fortsetzung der oligozänen Vertikaltektonik (Abb. 96).

Generell kam es zu einer vielgestaltigen Eintiefung von zentralen Teilen der Trier-Luxemburger Bucht. Neben den Abschiebungen resultierten auch flache weiträumige Verstellungen des Deckgebirges. Dabei sind die schon vorhandenen Lineare von Horizontalharnischen – die miozänen und alle älteren – in Richtung der Tiefzonen geneigt worden. Einzelne sekundäre Neigungen von Scherungslinearen sind in Abb. 101 als türkisfarbener Pfeil verzeichnet worden (DEX14).

Später dann, im oberen Miozän, veränderte sich das plattentektonische Geschehen im Mittelmeer-Raum (Abb. 100). Die westalpine Kollisionsfront gewann an Bedeutung. Eine NNW-SSE-orientierte Kompressionsrichtung prägte das Stressfeld. Im nördlichen Voralpenland existieren zu diesem Einengungsereignis unterschiedliche Befunde. Für den Oberrheingraben wurde ein solches miozänes Stressfeld dargestellt (SCHUMACHER 2002; Abb. 87). Es wurde ungefähr dem mittleren Miozän zugeordnet. Charakteristisch dafür sollten sinistrale Horizontalbewegungen an rheinischen NNE-SSW-Bruchlinien gewesen sein (Szenario b). Für den Bereich der Schwäbisch-Fränkischen Alb hingegen ließ sich kein derartiges Deformationsereignis rekonstruieren (vgl. SCHWARZ 2012, Abb. 87).

Dies gilt auch für das Untersuchungsgebiet. Merkmale einer NNW-SSE-ausgerichteten Kompression kommen zwar vor (KMP23, KMP24, KMP29), sie können aber nicht bei einer so jungen Deformationsphase gebildet worden sein. Die genannten Messpunkte betrafen die weitgespannte Antiklinale bei Born und Drucklösungsphänomene („Slickolite striae grooves“) bei Trier-Sirzenich und bei Freudenburg. Zu deren Entstehung war eine größere Versenkungstiefe des Gebirges notwendig, als sie während der jungen, spröden und vergleichsweise unbedeutenden mittel- bis obermiozänen Beanspruchung vorhanden gewesen war. Es handelt sich dabei um deutlich ältere, früheozäne Kompressionsmerkmale (Kap. 8.2., Abb. 93).

Die Ergebnisse im nordöstlichen Pariser Becken bestätigen dies. Die strukturelle Entwicklung dieser Region ist von LE ROUX (2000) untersucht worden. Das miozäne Einengungsereignis mit Nordwest-Südost-Kompression war dort als „alpine Phase“ bezeichnet worden. Ermittelt wurde, dass diese im Pariser Becken nur schwach ausgeprägt war und dann nördlich der „Faille de Metz“ keine Auswirkungen mehr hatte. Diese Großstörung bildet die strukturelle Grenze Saxothuringikum/Rhenoherynium. Die Trier-Luxemburger Bucht erstreckt sich mehrere Zehner Kilometer (30–90 km) nördlich davon.

8.3.4. Plio-Pleisto-Holozäne Deformationen

Das jüngste Deformationsereignis DVI nimmt in mehrerlei Hinsicht eine Sonderstellung ein. Anders als bei den anderen Ereignissen „sind wir dabei“, es können direkte Messwerte zum aktuellen Spannungsfeld erhoben werden. Sowohl In-situ-Messungen als auch Herdflächenlösungen von Erdbeben erlauben eine unmittelbare Bestimmung des herrschenden Stressfeldes. Eine weitere Besonderheit von DVI ist die Tatsache, dass das Kompressionsgeschehen von einem ganz andersartigen tektonischen Szenario überlagert und modifiziert wird, nämlich dem Aufstieg des Rheinischen Schildes („Plateau Uplift“, FUCHS et al. 1983a). Dieser fand und findet in zeitlich wechselndem Ausmaß statt. Auch waren und sind dessen Auswirkungen regional sehr unterschiedlich. Daraus resultierte ein sehr heterogenes Geschehen, das nur schwer nachzuvollziehen ist.

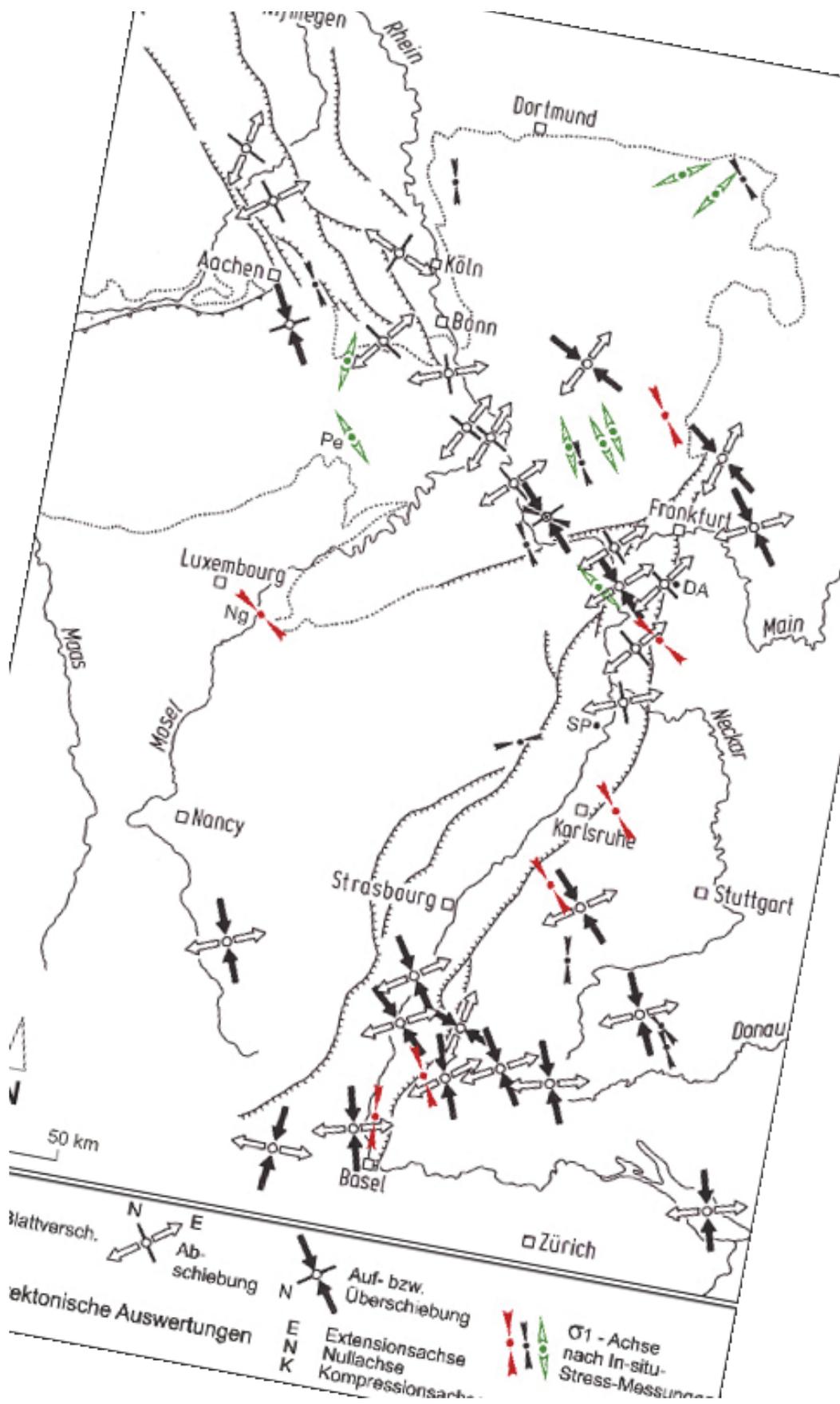
Die ansetzende Schubspannung hat ihren Ursprung in der Kollisionsfront des Alpenbogens, im Bereich der Zentralalpen (ILLIES & FUCHS 1983). Dies ergibt sich sowohl aus deren Ausrichtung – Südost-Nordwest bzw. SSE-NNW – als auch aus den

nach Norden bzw. Nordwesten hin abnehmenden absoluten Beträgen der jeweils gemessenen In-situ-Spannung (BAUMANN & ILLIES 1983: Fig. 2). In einigen Regionen Deutschlands herrschte bzw. herrscht Szenario a, bei dem beide horizontalen Hauptnormalspannungen kompressiv sind (Abb. 86). Falten und Aufschiebungen konnten entstehen. Rezente Bewegungen von Auf- bzw. Überschiebungen ließen sich im Aachener Raum und am Südrand des Schiefergebirges nachweisen (Abb. 102). Sie resultierten aus der dort einwirkenden Kompressionsbeanspruchung. Im Stadtbereich von Darmstadt, wo gegenwärtig eine Südwest-Nordost-Extension vorherrscht (Abb. 102), waren eine Aufschiebung von mindestens 3 m Vertikalversatz und eine kleine Faltenstruktur von nachweislich pleistozänem Alter erschlossen (HOPPE & LANG 2007). Sie verlaufen parallel zu einer dort 53°-streichenden, Nordwest-einfallenden Randverwerfung des Odenwaldes. Es bildet sich darin eine etwas ältere, etwa 143°-orientierte alpine Kompressionsbeanspruchung ab. Bei den detailgenauen Untersuchungen im Ölfeld Römerberg bei Speyer wiederum sind transpressive Beanspruchungen an Nordost- und NNW-streichenden Brüchen vermutet worden. Im Untergrund bei Karlsruhe wären auch Pop-up-Strukturen möglich, von divergenten Aufschiebungen umrahmte Hochstrukturen. Generell erweist sich die (ehemalige) Einwirkung von sehr starken Schubspannungen, die der Deformationsphase DVI zuzuschreiben sein könnten. Insgesamt ist der Oberrheingraben zweifellos eine hochkomplexe Struktur (vgl. dazu PETERS 2007). In den östlichen Randbereichen dieses Grabens lassen sich auch heute noch In-situ-Spannungsfelder ermitteln, bei denen beide horizontale Stressachsen kompressiv sind (rot markiert in Abb. 102). In der Gesamtheit des Voralpenlandes herrscht demgegenüber derzeit ein Szenario b mit Blattverschiebungstektonik vor. In der Horizontalen interagieren eine starke kompressive Hauptnormalspannung σ_1 und eine schwache σ_3 -Spannung (Abb. 86). Dies zeigten zahlreiche seismotektonische Auswertungen (Abb. 102). Im aufgeschlossenen Granodiorit im Darmstädter Aufschluss fanden sich Ost-West-orientierte Horizontalharnische (HOPPE & LANG 2007). Kinematisch sind sie wohl dem (sub-)rezenten Stressfeld und dessen dextraler Scherspannung zuzuordnen. Die dort ebenfalls erschlossenen sinistralen Nordost-Südwest- und dextralen Südost-Nordwest-Horizontalharnische sind wahrscheinlich fossile Bewegungsspuren des höheren Miozäns (Abb. 87; Kap. 8.3.3.).

Je mehr man sich dem mittleren Teil des Rheinischen Schiefergebirges nähert, desto mehr dominiert eine rezente Dehnungstektonik. Beide horizontalen Hauptnormalspannungen können dort negative In-situ-Spannungswerte aufweisen (BAUMANN & ILLIES 1983) und so ein generell extensives Regime anzeigen. Entsprechende In-situ-Messergebnisse sind in Abb. 102 grün gekennzeichnet. Bei den Symbolen der Herdflächenlösungen sind dies diejenigen mit einer Null- und einer Extensionsachse. Solchen neotektonischen Ergebnisse lieferte diejenige Region, in der der aktive Aufstieg des Rheinischen Schildes die alpine Kompression überlagert und überkompensiert. Ob er nun durch eine magmatische Mantel-Plume oder nur durch eine thermische Anomalie ausgelöst wurde (vgl. dazu FUCHS et al. 1983a, RITTER & CHRISTENSEN 2007),

Abb. 102: Seismotektonische Karte auf der Basis von Herdflächenlösungen von Erdbeben 1975 bis 1982, ergänzt durch Daten von In-situ-Stress-Messungen (vgl. dazu ILLIES & BAUMANN 1983; nach AHORNER et al. 1983: Fig. 2, übersetzt, ergänzt und graphisch wenig verändert). DA = Darmstadt, SP = Speyer, Ne = Nennig, Pe = Pelm; Farbe der In-situ-Stress-Symbole: rot = σ_1 und σ_2 positiv, schwarz = σ_1 positiv und σ_2 negativ, grün = σ_1 negativ.

Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht

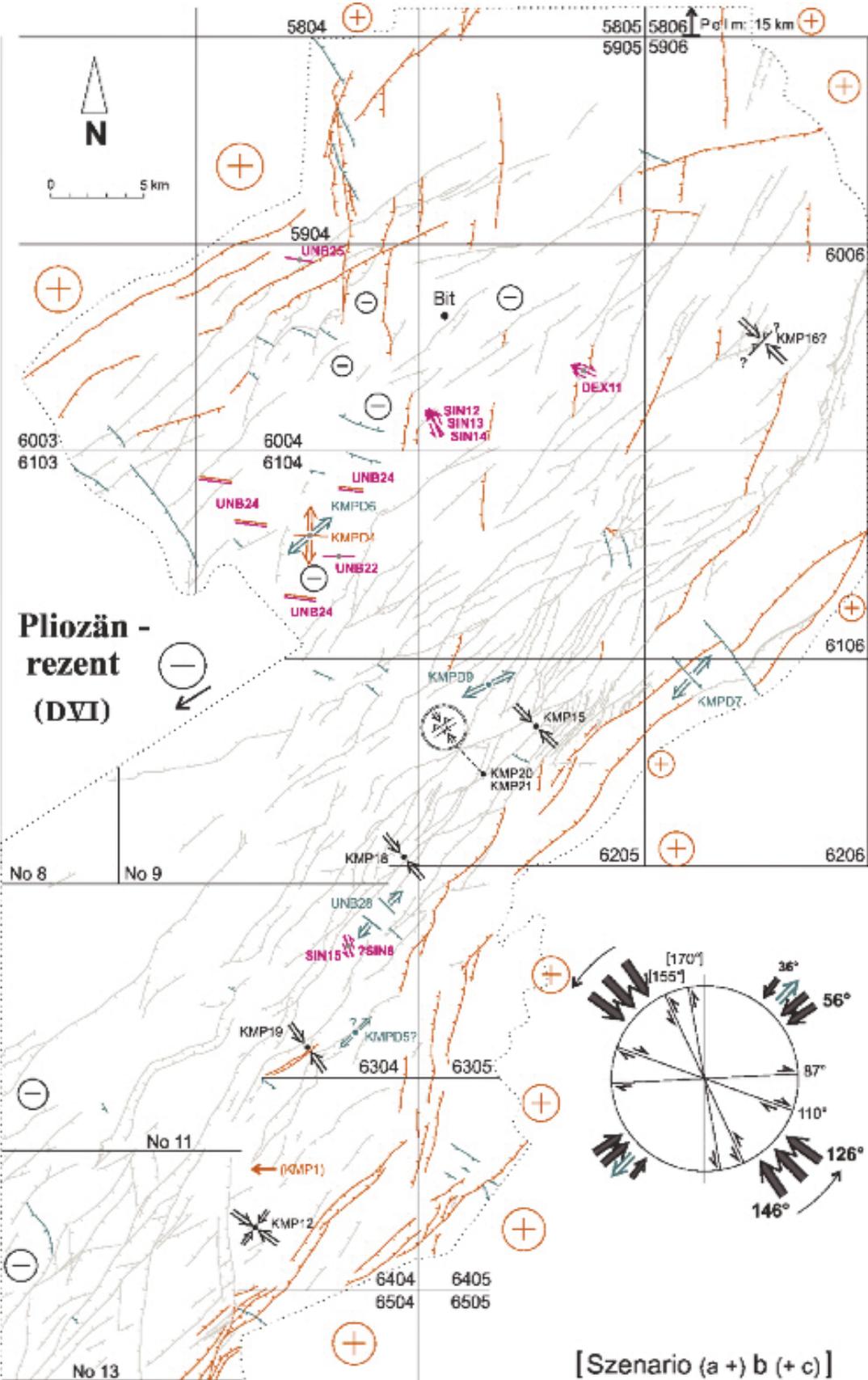


ist dabei unerheblich. Entscheidend ist, dass dort eine regionale Dehnung des Grund- und Deckgebirges auftritt, die nicht unmittelbar mit dem überregionalen, durch die alpine Kollision bedingten kompressiven Spannungsfeld zusammenhängt. Stattdessen herrscht dort Dehnungstektonik mit normalen Abschiebungen vor (Szenario c bei LETOUZEY 1986, Abb. 86).

Dieses markante regionale Extensionsregime war nicht für die gesamte Zeitspanne der Deformation DVI bedeutsam, sondern nur für einen gewissen Teilabschnitt davon. Das generelle zentralalpine Stressfeld von DVI mit starker Kompression in Nordwest-Südost-Richtung hatte sich bereits im oberen Pliozän etabliert (FUCHS et al. 1983a; DITTRICH 2009: Kap. 6.5.). SCHWARZ (2012) hält dafür sogar schon einen Beginn im höchsten Miozän für möglich. Davon zu unterscheiden ist allerdings diejenige Zeitspanne, in der sich der Aufstieg des Rheinischen Schildes beschleunigt hat. Die zweite Hauptaufstiegsphase des Rheinischen Schildes vollzieht sich schon seit etwa 15 Mio. a (Mittelmiozän), nach einer ersten im höheren Oligozän (FUCHS et al. 1983b: S. 407). Dieser lang andauernde allmähliche Anstieg erfuhr allerdings eine abrupte Steigerung im Pleistozän (MEYER & STETS 2007), unmittelbar nach der paläomagnetischen Brunhes/Matuyama-Umpolung vor etwa 800 000 Jahren. Dies gilt für die Region der zentralen und westlichen Eifel. Die verstärkten Hebungsbewegungen vollzogen sich etwa gleichzeitig mit dem quartären Eifel-Vulkanismus. Anhand der Höhenverstellung der Basis der Jüngeren Hauptterrasse konnte eine großräumige Kartierung der seither stattgefundenen Hebungsbeträge vorgenommen werden (MEYER & STETS 2007: Fig. 3; DITTRICH 2008: Abb. 5). Dieses Bezugsniveau liegt heute bis fast 300 m über den heutigen Talauen. Die entsprechenden Maxima befinden sich in der Vulkaneifel. Die rezente Aufstiegsbewegung hingegen ist anders ausgestaltet. Sie konzentriert sich mehr auf den Ardennenraum im Nordwesten (MÄLZER et al. 1983; Abb. 26 in DITTRICH 2009). Ein wenig westlich der Mitte zwischen Bitburg und Köln ist deren Maximum von 1,6 mm/Jahr festgestellt worden. Östlich von Bitburg werden derzeit immerhin noch gut 0,4 mm/Jahr erreicht. Überall dort, nordöstlich, nördlich und vor allem nordwestlich der Trier-Luxemburger Bucht, dominiert gegenwärtig die Dehnung gegenüber der alpinen Kompressionsbeanspruchung.

Ein weiteres wesentliches Charakteristikum des Stressfeldes von DVI ist dessen Rotation im Gegenuhrzeigersinn. Nach SCHUMACHER (2002) vollzieht sich diese bereits seit dem frühen Miozän (Abb. 85 in Teil III und Abb. 87). Plattentektonisch ist dies nachvollziehbar. ZIEGLER (1999: Plate 21) hat die großräumige paläogeographisch-paläotektonische Situation des Pliozäns dargestellt. In dieser Zeit konzentrierte sich die Aktivität innerhalb der alpidischen orogenen Front auf den äußersten Westen des Alpenbogens. Der entsprechende Bereich liegt weit südlich der Trier-Luxemburger Bucht. Eine recht „steil“ ausgerichtete pliozäne Schubspannung ist demnach plausibel. Heute hingegen sind östlichere Abschnitte der alpinen Subduktionsfront tektonisch aktiv. Die größte horizontale Hauptnormalspannung verläuft derzeit in 140-150°-Richtung. Für die gesamte Schiefergebirgsregion ermittelten AHORNER et al. (1983) eine rezente Kompression in 145°-Richtung. Anders ist die Situation im mittleren und nördlichen Oberrheingraben und im mittleren und südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. Dort verläuft die maximale horizontale Schubspannung in 135°-Richtung (Abb. 102).

Abb. 103: Deformationsmuster der Zeitspanne vom Pliozän bis heute (Erklärung der Signaturen in Kap. 8.1.). Bit = Bitburg.



In den genannten Gebieten wird also eine Rotation des Stressfeldes im Gegenzeigersinn deutlich. Eine solche ist auch im strukturellen Befund des Untersuchungsgebietes nachzuweisen. Um dies im Einzelnen nachvollziehen zu können, sind jedoch erst genauere Betrachtungen der Datenlage nötig (Abb. 103).

Die originäre zentralalpin generierte Kompression manifestierte sich in Aufschiebungen im Meterbereich und in kleinmaßstäblichen Faltenstrukturen. Durch sie ist eine Einengung in Nordwest-Südost-Richtung belegt (etwa 135° bis 146°). Manchmal (KMP20 + KMP21) treten beide Phänomene zusammen auf, ähnlich wie es auch für die pleistozäne Kompressionstektonik im Darmstädter Großaufschluss beschrieben worden ist. In anderen Fällen (KMP15, KMP19) war eine Nordwest-Südost-Anpressung an eine präexistierende Abschiebung bzw. eine ältere Flexurzone an einer Abschiebung zu beobachten. Nicht zuletzt in dieser jeweiligen Ereignisabfolge dokumentiert sich das relativ geringe geologische Alter dieser Anpressungen. Die im selben Richtungsbereich ansetzende unterkretazische Kompression hatte demgegenüber einen völlig anderen Charakter gehabt (Abb. 91). Damals waren sowohl Drucklösungsphänomene als auch weiträumigere Faltenstrukturen im Zehner- bis Hunderter-Meter-Bereich angelegt worden. Die damaligen Deformationsvorgänge haben in einem weitaus tieferen Gebirgsstockwerk stattgefunden. Durch Abtragung ist dieses inzwischen freigelegt worden. So kam auch die im diskordanten Auflagerungsbereich von Buntsandstein auf Devon ausgebildete große Aufschiebung bei Arenrath zutage (KMP16). Auch sie ist ursprünglich dem Szenario a der Deformation DII zuzuordnen (Abb. 86). Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass sie in einem frühen Stadium der Deformation DVI abermals – nun etwas spröder – bewegt wurde.

Zur plio-pleistozänen Kompressionsrichtung im Bereich von 135 bis 146° legten sich anschließend, im Szenario b (Abb. 86), entsprechende dextrale und sinistrale Scherflächen an (Abb. 103). Zu dieser Zeit war gemeinsam mit der zentralalpiner Südost-Nordwest-Kompression eine Dehnung in Nordost-Südwest-Richtung wirksam. Eine derart ausgerichtete quartäre Extension lässt sich an mehreren Stellen der Trier-Luxemburger Bucht nachweisen (Abb. 103). Bei den Messpunkten SIN12 und SIN14 im Eßlinger Steinbruch ist die starke Mineralisierung der sinistralen Bewegungsklüfte – bei SIN14 anteilig schon unterkretazisch bewegt (Abb. 91 und Kap. 8.2.) – wohl durch eine gewisse Aufweitung zustande gekommen. Überdies wurden alte unterkretazische Dehnungsklüfte erneut aufgeweitet (KMPD6) und dabei lokal auch stark mineralisiert (KMPD9). Beim Messpunkt KMPD7 im Osten, zwischen Pfalzel und Kenn, ist die Extension datiert durch die zeitgleich abgelagerte jungpleistozäne Niederterrasse (mehr dazu später in diesem Kapitel). Die dort dokumentierte nordostwärtige Abschiebungsrichtung dieser synsedimentären Störung kann nicht unmittelbar einer generellen Eintiefung des Pariser Beckens im Südwesten zugeschrieben werden, lediglich Nordost-Südwest-Extension bildet sich ab. Alle genannten Dehnungsmerkmale sind in Abb. 103 türkis gekennzeichnet.

In diesen Kontext ist auch der quartäre Vulkanismus in der Westeifel zu stellen. In der Gesamt-Ausrichtung des Vulkanfeldes bildet sich eine Nordwest-Südost-orientierte Streichrichtung ab. Auch ist dies die bedeutendste aller Bruchrichtungen, die kleinräumig für die Aneinanderreihung oder aber die Auslängung einzelner Vulkanbauten, Gänge oder Maare prägend waren (SCHMINCKE 2007: Fig. 16). Es ist plausibel, dass die Extensionsrichtung des pleistozänen Spannungsfeldes für diese Ausrichtung ursächlich war. Die radiometrische Altersdatierung einzelner Westeifel-Vulkane konkretisierte den Beginn dieses Prozesses; die ältesten Vulkanbauten sind etwa 970 000, 710 000 und 620 000 Jahre alt (MEYER & STETS 2007).

Etwa zur selben Zeit intensivierte sich die Anhebung des Rheinischen Schildes. Das originäre zentralalpine Stressfeld wurde dadurch in seiner Art und Ausbildung regional modifiziert. Im randlich dazu gelegenen Untersuchungsgebiet kamen Scherbewegungen allmählich zum Erliegen, stattdessen vollzog sich ein allmählicher Umschwung zu einer aufstiegsbedingten Dehnungstektonik (Szenario c). Dies lässt sich vor allem in den äußeren Randzonen gut nachvollziehen. Die entsprechenden tektonischen Elemente, die dem beschleunigten „Plateau Uplift“ entstammen, sind in Abb. 103 in orange gekennzeichnet. Ein entsprechendes Phänomen fehlte bei allen vorhergehenden Deformationsphasen.

Im Randbereich des Hunsrücks kam es zu störungskontrollierter Vertikaltektonik. Alt angelegte Bruchlinien wurden entsprechend mobilisiert. Im östlichen Saargau sind an Nord-Süd-streichenden Hunsrück-Randstörungen deutliche Versatzhöhen verwirklicht, an der Tobiashausstörung beispielsweise konnten bis über 90 m Vertikalversatz auskartiert werden (Kap. 5.3.: S. 94 in Teil II). ZÖLLER (1983: Fig. 2) lieferte nähere Anhaltspunkte dazu. Auf der Basis von geröllpetrographischen Identifikationen von oligozänen, miozänen und quartären Terrassenablagerungen und von geomorphologischen Auswertungen bestimmte er drei verschiedene Nord-Süd- bis NNE-SSW-verlaufende Schollengrenzen zwischen Mosel und Ruwer. Sie trennen unterschiedlich stark angehobene schmale Blöcke, die treppenartig zwischen dem zentralen Saargau und dem hohen Hunsrück vermitteln (Abb. 104). Die westlichste fällt mit dem Bereich der in Abb. 103 auskartierten Hunsrück-Randstörungen zusammen. Die zweite liegt etwa mittig zwischen den Talzügen von Saar und Ruwer. Die dritte und östlichste fällt mit dem Ruwertal zusammen. Ein markanter Ost-West-gerichteter Absenkungsgradient am Hunsrück-Westrand steht also außer Frage. Im Deckgebirge



Abb. 104: Im Jungtertiär und Quartär vertikaltektonisch mobile Schollengrenzen am westlichen Hunsrück-Rand (nach ZÖLLER 1983, graphisch verändert und im Südosten vereinfacht; 1 und 2: Grenzen von schwächer bzw. stärker relativ angehobenen Blöcken, 3: oligozäne Verebnungsfläche über 400 m NN).

vorhandene Faltenachsen und Lineare älterer Deformationsereignisse sind dementsprechend von Abschiebungen versetzt und mit dem Schichtstapel geneigt worden.

Weitere Beobachtungen zur pleistozänen Störungstektonik stammen vom Südwest-Rand der Siercker Schwelle (BERNERS 1985b: Abb. 83 und 85). Auch diese Region am Südrand des Untersuchungsgebietes war nachweislich vom Aufstieg des Rheinischen Schildes erfasst worden. Dies zeigen auch die im Querungsbereich mit der Siercker Schwelle angehobenen Quartärterrassen der Mosel (BERNERS 1985b: S. 262).

Im nördlichen Untersuchungsgebiet ist ebenfalls ein allmählicher Wechsel von Schertektonik zu aufstiegsbedingter Vertikal- und Dehnungstektonik nachvollziehbar.

Am äußersten Nordrand kam es zu einem starken Aufstieg von Eifel und Ardenennen. Dies zeigen sowohl die Einfallbeträge des Deckgebirges als auch die teilweise sehr großen Versatzbeträge der Abschiebungen (WAGNER & DITTRICH 2010, DITTRICH 2011b: maximal 200 bis 310 m; Abb. 103). Etwas südlichere Areale blieben bei dieser Anhebung zurück. Es sind die Gebiete, die im Zentrum des alten Bitburger Beckens liegen, in dessen Kreuzungsbereich mit der rheinischen Echternacher Grabenzone. Am Südrand dieses Senkungsgebietes fand Schrägabschiebungstektonik statt, in der sich eine interagierende Absenkung im Nordwesten abbildet. Dies betrifft nicht nur die sehr junge belagfreie Kratzspur (SIN13) bei Eßlingen, die 155°-Streichen und eine nordwestliche Neigung von 4° – mehr als das heutige Schichteinfallen von etwa 1,8° – zeigt. Eine Nordwest-Neigung von 5 bis 7° zeigten auch noch andere sinistrale Harnischlineare bei Eßlingen (SIN12, 144°, und SIN14, 159°). Es handelte sich dabei um schräg reaktivierte ältere (unterkretazische) Bewegungsflächen.

Am Messpunkt DEX11 im Kylltal zeigte sich an dextralen Linearen eine WNW-Neigung von 22°. Oberjurassische, 112 bis 116°-streichende Scherflächen waren dort als dextrale Schrägabschiebungen reaktiviert worden. Das starke Einfallen der dortigen Lineare zeigt an, dass die vorgegebenen Flächen nicht im idealen Scherwinkel lagen, sondern näher zur pleistozänen Kompressionsrichtung orientiert waren. An diesem Messpunkt bildet sich also ein abwärtiger Trend in westliche Richtung ab. Dies passt zu den zuvor dargelegten Ergebnissen zum Deformationsereignis DVI (Abb. 103). Zu denen der ähnlich ausgerichteten unterkretazischen Deformation DII hingegen passt es nicht (vgl. Abb. 91). Die Lineare sind deshalb dem jungen Ereignis DVI zugeordnet worden, im Gegensatz zu deren Vor-Ort-Bewertung als alte Bewegungsspuren durch Herrn Prof. Dr. K. REICHERTER (vgl. Teil I: S. 41).

Insgesamt bildet sich ein subsidentes Areal im erweiterten Bereich des diagonalen Südeifeler Zentralgrabens ab. Dessen quartäre Senkungstendenz stand bzw. steht in Kontinuität zu den entsprechenden Bewegungen im Oligo- und Miozän (Abb. 96 und 101). Entsprechende Neigungen von DVI-Scherlinearen sind bisher erst aus dessen Südost-Flanke bekannt. Von der gegenüberliegenden Seite liegen noch nahezu keine horizontaltektonischen Messdaten vor, entsprechende Untersuchungen sind dort bisher nicht vorgenommen worden. In der nordwestlichen Region herrschen auch weit aus schlechtere Aufschlussbedingungen als im Südosten.

Interessant ist auch die Überlagerung von Scher- und Extensionstektonik in den westlicheren Regionen. Infolge der Nord-Süd-wärtigen Dehnung des dortigen Deckgebirges kam es zu einer öffnenden Entspannung der kurz zuvor noch etwas bewegten Scherklüfte und kleindimensionalen Blattverschiebungen. Dies erweist sich in der starken Präsenz der 87 bis 110°-Richtung im Bereich des Lias-Plateaus (UNB24), welche sich in Kluftmustern und vor allem bei Fotolineationen in Luftbildern zeigt (vgl. GRONEMEIER 1976). In Aufschlüssen auf dem Ferschweiler Plateau sind entsprechende

Klüfte 1. Ordnung – weit klaffend und teilweise mit FeOOH-Beschlägen – unmittelbar beobachtet worden (KMPD4). Ursprünglich handelte es sich bei dieser Bruchchar wohl um oberjurassische Dehnungsklüfte (Abb. 89), die später unterkretazisch (Abb. 91) und dann wieder subrezent als dextrale Scherflächen mobilisiert wurden.

Die gerade begonnene spröde Scherbewegung am weit nördlich gelegenen Messpunkt UNB25 bei Feilsdorf kam wohl beim verstärkten Aufstieg von Eifel und Ardenen schon recht früh zum Erliegen. Dort hatte der Dünnschliff eines Sandsteins linear frakturierte Quarzkörner aufgezeigt (DITTRICH 2008: Abb. 8). Die starke spröde Deformation der Sandkörner konnte dort nicht ganz bis zur Durchtrennung und Herausbildung einer konkreten Scherfläche voranschreiten.

Die geschilderte Überlagerung der alpinen Schubspannung durch den beschleunigten „Plateau Uplift“ führte dazu, dass ein längerer einheitlicher Ausklang der Gesamtdeformation DVI in einem gleich ausgerichteten Szenario c – bis in die Gegenwart hinein – nicht stattfand. Dies ist schon daran erkennbar, dass im heutigen Bruchmuster der Trier-Luxemburger Bucht kaum Abschiebungen in NNW-SSE- bzw. Nordwest-Südost-Richtung existieren (Abb. 103).

Stattdessen stellt sich die Situation gegenwärtig völlig anders dar. Im Messpunkt KMP12 bei Nennig/Obermosel ist eine rezente kompressive In-situ-Spannung in 126°-Richtung eingemessen worden (GREINER 1978, BAUMANN & ILLIES 1983). Es dokumentiert sich darin eine deutlich „flachere“ Orientierung des heutigen Stressfeldes. Gegenüber den älteren Richtungen, die bei KMP18 bis KMP21 ermittelt wurden – auch im Südteil des Untersuchungsgebietes –, ist eine Rotation im Gegenuhrzeigersinn festzustellen.

Dies entspricht den Befunden im mittleren und südlichen Schiefergebirge. AHORNER (1983: Fig. 8 + 9) bildete dort zahlreiche Nordwest-Südost-ausgerichtete, durch neuzzeitliche Mikroerdbeben nachgezeichnete Lineationen ab, im weiteren Umfeld der Zone Koblenz–Mainz. Ihre Streichwerte schwankten zwischen 140° im Südwesten (Ochtendung fault zone) und 123° im Nordosten. Diese derzeit bewegten Lineationen bilden die aktuelle Dehnungsrichtung ab. In einer neueren Bearbeitung von SCHMINCKE (2007: Fig 5) wird auch die gegenwärtig seismotektonisch besonders aktive Ochtendung-Störungszone auf etwa 123° Streichen veranschlagt. Dadurch konkretisiert sich, dass die jüngste Dehnung senkrecht auf einer Einengungsrichtung im Winkelbereich von 123 bis (?) 135° steht. Die Parallele zur gegenwärtigen Stressfeld-Ausrichtung bei Nennig (KMP12) ist offensichtlich.

Die noch relativ junge Dehnungsbewegung bei Kenn (KMPD7) ist durch die Niederterrasse auf das Weichsel-Spätglazial datiert (M. WEIDENFELLER in DITTRICH 2011b). Zu dieser nicht sehr weit zurückliegenden Zeit, vor etwa 12 000 bis 15 000 a, ist wohl schon ein relativ weit rotiertes Stressfeld anzunehmen (Abb. 103). Da es sich bei dieser synsedimentär bewegten Störung jedoch um eine präexistierende 144°-streichende Bruchfläche handelt (Abb. 93, Kap. 8.3.1.), könnte es daran auch zu einer etwas schräg verlaufenden jungpleistozänen Abschiebungsbewegung gekommen sein.

Interessanterweise herrscht gegenwärtig im südlichen Saargau, bei Nennig, ein ausgeprägt kompressives Stressfeld (Abb. 102). Die Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_2 liegen horizontal und haben beide positive Werte. Es könnte dort derzeit also aktive Einengungstektonik stattfinden. Die wenige Kilometer weiter östlich angetroffene Vertikaltektonik – Ausdruck einer Extension – ist wohl einer schon etwas zurückliegenden plio-pleistozänen Zeitspanne zuzuschreiben. Die etwa 0,8 Mio a alte Basis der Jüngeren Hauptterrasse ist dort um gut 100 m angehoben worden (MEYER & STETS 2007: Fig. 3). Die Karte der heutigen Höhenveränderungen im Rheinischen Massiv

(MÄLZER et al. 1983: Fig. 2) hingegen weist keinen nennenswerten Gradienten vom südwestlichen Hunsrück zur Obermosel mehr auf. Bei den Staffelstörungen muss es sich also vorwiegend um ein „fossiles“ Strukturinventar eines etwas älteren Zeitabschnittes von DVI handeln.

Ein weiterer In-situ-Messpunkt von BAUMANN & ILLIES (1983: Fig. 2 und Tab. 2) liegt bei Pelm. Dieser Ort befindet sich in der mittleren Eifeler Nord-Süd-Zone, nahe Gerolstein, etwa 15 km nördlich des Westteils der TK25-Blattgrenze 5806/5906 in Abb. 103. Als maximale horizontale Hauptnormalspannung ist dort Dehnung in 129°-Richtung gemessen worden. Es zeigt sich also ein wesentlicher Unterschied zum Befund bei Nennig. Abermals erweist sich die regionale Komplexität der späten Deformation DVI. Dies gilt auch schon innerhalb des Erfassungsbereichs der Trier-Luxemburger Bucht. Gegenwärtig existieren im Nord-Teil des Untersuchungsgebietes andere Deformationsbedingungen als im Süd-Teil. Im Süden herrscht starke Kompression (Szenario a, KMP12 bei Nennig). Im Norden, bei Eßlingen (SIN13, 155°-Streichen), deutet die um 4° Nordwest-geneigte junge Kratzspur einer Schrägabschiebung auf Scherspannungen hin, die mit einer gewissen Absenkung im Nordwesten einhergehen (Szenario b). Eine deutlich verringerte relative Anhebung der dortigen Nordwest-Region ist denn auch in der Karte der rezenten Höhenveränderungen unmittelbar abzulesen (MÄLZER et al. 1983: Fig. 2). Die schräg sinistral bewegte Fläche verläuft nicht im idealen Scherwinkel, sondern näher an der derzeitigen Einengungsrichtung von (?) etwa 126°. Mehrere Kilometer nördlich des Untersuchungsgebietes dominiert schließlich Dehnung (Szenario c, bei Pelm).

Der relativ schnelle quartäre Aufstieg des Rheinischen Schildes und die damit verbundene regionale Extensionstendenz waren sicherlich von zahlreichen Erdbeben begleitet. Im Zusammenhang mit diesen Erschütterungen kam es wohl nicht nur zur Bewegung von vorgegebenen Bruchflächen, sondern wahrscheinlich auch zur Neuanlage von Sekundärbrüchen (Abb. 40 und Kap. 5.3. in Teil II). Vor allem aber konnten dabei präexistierende Zerrüttungszonen vertikaltektonisch betont werden. Eine solche Entstehung von schmalen Grabenzonen entlang von größeren Blattverschiebungen oder über bedeutenden Sockelfugen ist vor allem im Südost-Teil des Untersuchungsgebietes festzustellen, am Westrand des Hunsrücks. So sind dort sowohl ältere als auch noch junge untermiozäne Scherbahnen (Abb. 101) als schmale Leistenschollen herausgearbeitet worden. Erst dadurch ist deren kartiertechnische Erfassung möglich gewesen.

9. Ergänzende Aspekte

9.1. Regionale Verteilung und Bildungsweise der jeweiligen Deformationsspuren

Bei jeder horizontaltektonischen Deformation konnte an Lineationen naturgemäß nur das gegeneinander versetzt werden, was zur entsprechenden Zeit schon ausgeprägt war. Bei den alten, spätmesozoischen und eozänen Deformationsereignissen waren es vornehmlich die noch älteren, schon im devonischen, teilweise auch permischen Unterlager des Deckgebirges vorhandenen Bruchstrukturen, die verschoben wurden. Das kann vorzugsweise in den Randzonen der Trier-Luxemburger Bucht nachvollzogen werden, wo die tieferen Gebirgsstockwerke erosiv freigelegt sind. Dieses gilt für die südöstlich gelegene Randzone der Wittlicher Senke, wo Devon- und Rotliegend-Gesteine anstehen (DEX28 in Abb. 93), und die Region bei Hasborn-Greimerath im Devon der Eifel (DEX27 in Abb. 91; Abb. 77 in Teil III). Dort wurden spätvariskische (Pleiner Überschiebung, „Plein Thrust“) sowie spätpermische Großstrukturen versetzt. Allerdings hängt die Verfügbarkeit von horizontaltektonischen

Deformationsdaten ganz wesentlich von der generellen geologischen Datenbasis in den jeweiligen Gebieten ab. Die genannten Horizontalverschiebungen konnten nur erkannt werden, da sie deutliche Auswirkungen auf das geologische Kartenbild hatten. Der geologisch-kartographische Bearbeitungsstand dieser Region östlich und nordöstlich der Trier-Luxemburger Bucht ist denn auch vergleichsweise hoch (vgl. STETS 2004, MEYER 2013). Eine konkrete horizontaltektonische Spezialuntersuchung, mit gezieltem Aufsuchen und Erfassen von Horizontalharnischen, hat jedoch noch nicht stattgefunden. Deutlich schlechter ist der Kenntnisstand im Norden und Nordwesten der Trier-Luxemburger Bucht. Dies gilt sowohl für das dortige Deckgebirge als auch für das in der Umrahmung ausstreichende Grundgebirge. Auch dort sind bisher keine oder nahezu keine schertektonischen Aufschlussdaten erhoben worden; entsprechende Geländebegehungen stehen noch aus. Für das luxemburgische Gutland gilt dies ebenfalls. Insofern sagt die Abwesenheit von Scherflächen-Eintragungen in einigen Bereichen der Kartendarstellungen nichts über die tatsächliche „Höflichkeit“ für horizontaltektonische Daten aus. Sie bildet nur die Lücken im derzeitigen Kenntnisstand ab.

Auch das weiträumige erosionsbedingte Fehlen karbonatreicher Schichtglieder schränkt die Datenbasis ein. Dies betrifft vor allem den Oberen Muschelkalk und darüber hinaus den Unteren Muschelkalk und den Unterlias (Luxemburger Sandstein). In diesen für druckinduzierte Karbonat-Lösung und -Wiederausscheidung prädestinierten Gesteinsabfolgen konnten sich Faserharnische besonders leicht herausbilden. Ehemalige Scherbewegungen können unmittelbar abgelesen werden. Der dolomitische Chemismus der Karbonatkomponente in den Trias-Gesteinen mit ihrer deutlich geringeren Löslichkeit erhöhte wiederum die Erhaltungsfähigkeit dieser Feinstrukturen im oberflächennahen Verwitterungsbereich. In relativ reinen Dolomiten des Oberen Muschelkalks kommen Slickolites sowie Horizontal-(und Vertikal-)Stylolithen als wertvolle Hinweise hinzu. Durch die unmittelbare Nachzeichnung von Kompressionsrichtungen ergänzen sie die tektonischen Gesamtbefunde ganz wesentlich.

Mitentscheidend für die heutige regionale Verteilung von Deformationsmerkmalen war die Hebungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Etwa seit dem Zeitraum Oberkreide/Alttertiär war diese Region in – zunächst – langsamem Aufstieg begriffen (FUCHS et al. 1983a). Dieser Prozess beschleunigte sich im oberen Oligozän (1. Hauptaufstiegsphase) und dann wieder ab dem oberen Miozän (2. Hauptaufstiegsphase, FUCHS et al. 1983b: S. 407). Nachfolgende Untersuchungen zur regionalen Höhenlage der Basis der Jüngeren Hauptterrasse (MEYER & STETS 2007) ergänzten diese Befunde. Sie zeigten, dass es innerhalb der jüngeren Hauptaufstiegsphase noch einmal eine weitere markante Beschleunigung der Anhebung gegeben hat, da der besagte Markerhorizont in den letzten 0,8 Mio a um bis zu 300 m angehoben wurde.

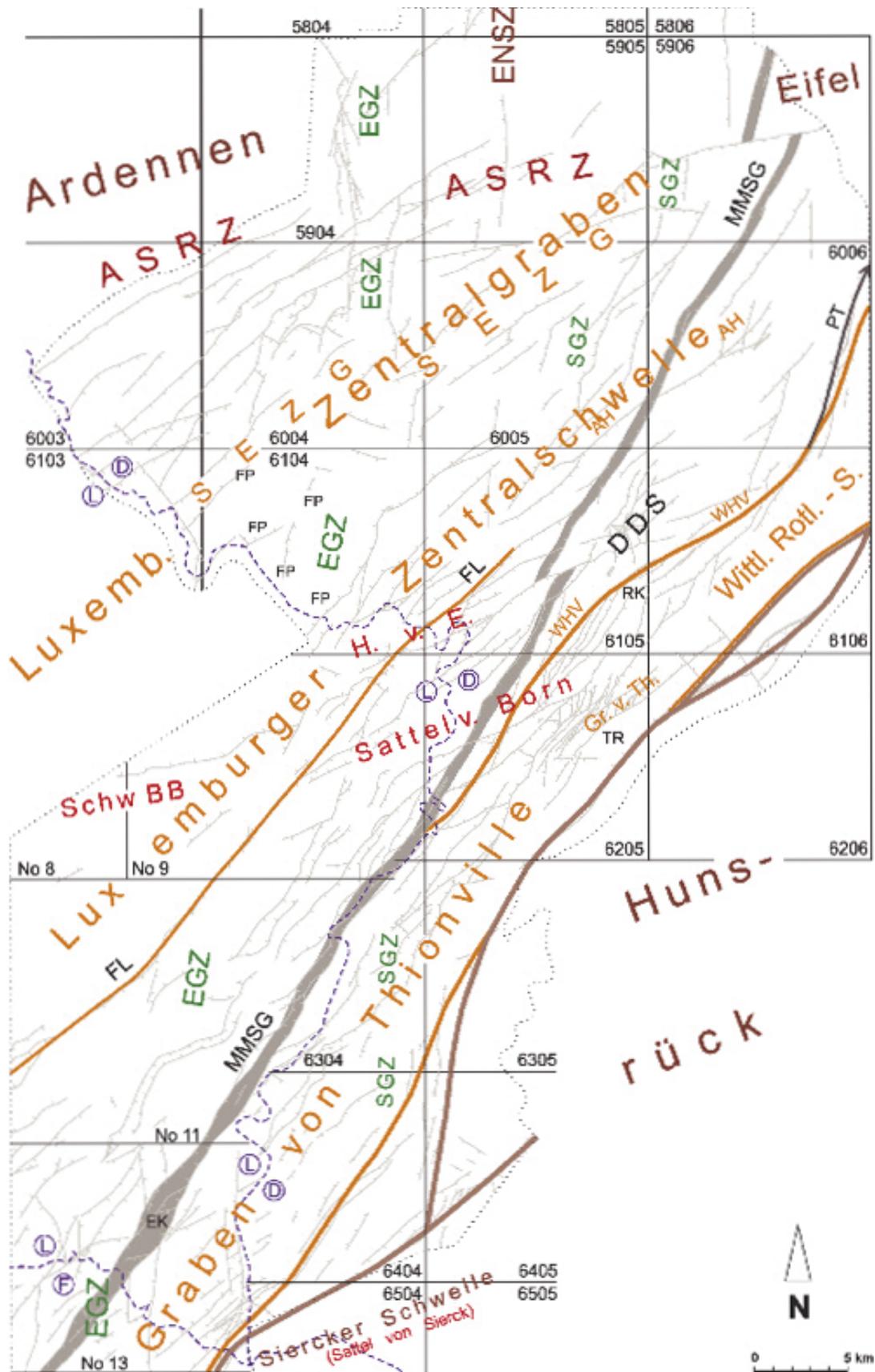
Durch die Gesamtheit dieser relativen Hebungs- und Senkungsvorgänge differenzierte sich das Untersuchungsgebiet in weiträumige Hoch- und Tiefzonen. Die in diesem Zeitraum ablaufenden Deformationsereignisse DIV bis DVI fanden daher unter speziellen Voraussetzungen statt. Dehnung und Vertikaltektonik spielten eine etwas größere Rolle als zuvor. Der Datenbefund zeigt, dass die drei jüngeren Deformationen vornehmlich die strukturell tiefer gelegenen Gebiete der Trier-Luxemburger Bucht erfassten. Vor allem die jeweiligen Horizontalverschiebungen beschränkten sich maßgeblich auf Senkungsbereiche. Hochstrukturen wurden davon nur wenig erfasst. Sehr deutlich zeigt sich das bei der Verteilung miozäner Blattverschiebungen (Abb. 101). Diese konzentrierten sich auf die strukturellen Tiefzonen des Luxemburger Zentralgrabens und des Grabens von Thionville. In den Randstreifen zu den Hochgebieten gruppierten sich Pull-apart-Gräben (Kap. 8.3.3.). Der Messpunkt ?SIN4 an der Auwer

Hochscholle dokumentiert eine gewisse horizontaltektonische Mobilisierung, eine größere Verschiebungsweite ist dort aber wohl nicht vorhanden.

Es resultierte die Situation, dass ältere Deformationsereignisse besonders gut auf den heutigen Hochstrukturen nachweisbar sind. Dies gilt nicht nur für die schon erwähnten östlichen Randzonen der Trier-Luxemburger Bucht und die Siercker Schwelle im Süden, sondern auch für zentral gelegene Hochgebiete wie den Horst von Echternach, den Sattel von Born und – vor allem – die Hochstruktur der alten Luxemburger Zentralschwelle (Abb. 105). Die sekundäre Überprägung und Maskierung durch jüngere Deformationen war dort vergleichsweise gering. Dies gilt etwa für den Muschel-sandstein-Bruch bei Kersch. Er liegt auf einer Horststruktur nordwestlich der Wittlicher Hauptverwerfung sowie im nördlichen Randbereich des Sattels von Born und damit auch im Ostteil der alten Schwelle von Blaschette–Born (Abb. 105; Abb. 5 in Teil I). Dort haben sich oberjurassische Kompressionsmerkmale und Scherflächen erhalten können (Abb. 89: KMP9, DEX8, DEX9). Sogar die vorhergehende mitteljurassische Extensionsphase (Abb. 88) ist dort indirekt noch nachweisbar (Kap. 8.2.). Auch eozäne Scherflächen treten auf (UNB6, Abb. 93). Spätoligozäne Horizontalbewegungen setzten sich auch noch bis hierhin fort (Kap. 8.3.2.), miozäne und jüngere Beanspruchungen hingegen fehlen.

Es zeichnet sich ab, dass die horizontaltektonische Deformation der Ränder von strukturellen Hochgebieten immer von Senkungsgebieten ausging. Wahrscheinlich waren diese leichter zu deformieren als die Hochgebiete, die räumlich eher mit alten, stärker konsolidierten, starreren Sockelschollen zusammenfallen (DITTRICH in Vorb. b). Überdies deutet sich an, dass die scherende Durchdringung von Randbereichen struktureller Hochgebiete immer in den Spätphasen von Scherbeanspruchungsereignissen ablief. Dies begann schon im Oberjura (DI). Von den vier en-echelon angeordneten Blattverschiebungen, die die rheinische Saargauer Grabenzone dextral versetzten (Abb. 89: DEX24a-d), ist die mit dem höchsten Streichwinkel diejenige, die das Hochgebiet nördlich der Ardennen-Südrandzone tangiert. Angesichts der damaligen Rotation des Stressfeldes im Uhrzeigersinn könnte sie sich etwas später herausgebildet haben als die südlicheren, „steiler“ streichenden Blattverschiebungen. Auch die beiden sinistralen Blattverschiebungen, die die „Faille de Luxembourg“ durchsetzen (Abb. 89), sind von ihren Winkelgraden her eher spät gebildete Strukturen. Dadurch, dass sie den Südost-Rand der Luxemburger Zentralschwelle staffelartig versetzt haben und insofern strukturell recht auffällig sind, sind diese sehr alten Blattverschiebungen überhaupt noch erkennbar. Zahlreiche weitere oberjurassische sinistrale und auch dextrale Horizontalverschiebungen sind inzwischen wohl überprägt, maskiert und unkenntlich geworden. Im Eozän war es dann die scherende Durchtrennung der

Abb. 105: Wichtige, im Kap. 9.1. erwähnte Struktureinheiten des Untersuchungsgebietes (sekundäre Horizontalversätze meist graphisch ausgeglichen; braun: Elemente des devonischen Grundgebirges, dunkelrot, orange, grün: variszisch, diagonal bzw. rheinisch streichende Strukturelemente). ENSZ = Eifeler Nord-Süd-Zone, ASRZ = Ardennen-Südrandzone, H. v. E. = Horst von Echternach, SchwBB = Schwelle von Blaschette–Born, SEZG = Südeifeler Zentralgraben, AH = Auwer Hochscholle, FL = „Faille de Luxembourg“, DDS = Deimlinger Devonschwelle, WHV = Wittlicher Hauptverwerfung, Wittl. Rotl.-S. = Wittlicher Rotliegend-Senke, Gr. v. Th. = Graben von Thionville, EGZ = Echternacher Grabenzone, SGZ = Saargauer Grabenzone, MMSG = Mondorf-Meerfelder Schmalgraben, PT = „Plein Thrust“, FP = Ferschweiler Plateau, RK = „Ramsteiner Kessel“, TR = Stadtzentrum Trier, EK = „Erpeldinger Knoten“.



Wittlicher Hauptverwerfung, die von einem Senkungsgebiet im Südosten ausging und einer späteren Phase von DII zuzuordnen ist. Auch darin dokumentiert sich eine solche sukzessive kinematische Erfassung eines Hochgebietes. Damals war es der strukturelle Grenzbereich von der Wittlicher Rotliegend-Senke zur Deimlinger Devonschwelle, der „mühsam“, nämlich unter Aufspreizung des Deformationsbereichs überschritten wurde (Kap. 8.3.1., Abb. 93). Eine im Untergrund vorhandene Aufspaltung der Gesamtsprunghöhe der bedeutenden Wittlicher Hauptverwerfung auf mehrere Staffelstörungen könnte dabei eine Rolle gespielt haben. Ausgangsort der Scherbewegung war zunächst der Senkungsraum im Südosten. Allmählich – in einer Spätphase der Gesamtdeformation – wurde dann auch die Deimlinger Devonschwelle als südöstlicher Teilbereich der Luxemburger Zentralschwelle horizontaltektonisch durchbewegt.

Besonders deutlich wird dieser Sachverhalt im Oberoligozän. Bei der damaligen Deformation DIV konnte generell festgestellt werden, dass sich die Blattverschiebungsbahnen immer weiter verlängerten (Kap. 8.3.2.). In der Spätphase des Gesamtereignisses, als das Stressfeld schon relativ weit im Uhrzeigersinn rotiert war, setzten sie sich bis in die Randzonen von strukturellen Hochgebieten fort. Dies zeigt sich nicht nur bei Kersch, sondern auch am Horst von Echternach und im Bereich der Siercker Schwelle im Süden. Ein Trend zur allmählichen „Eroberung“ von Hochstrukturen bildet sich ab.

Zu einem bestimmten Zeitpunkt innerhalb der Deformationsgeschichte war dann in der Trier-Luxemburger Bucht der Zustand erreicht, dass alle wesentlichen Bruchrichtungen der 360°-(bzw. 180°-)Richtungsrose im Deckgebirge strukturell angelegt waren. Bei Dehnung oder Scherbeanspruchung hatten sie sich aus dem paläozoischen Sockel in die Deckgebirgshaut durchgepaust. Nachfolgend standen sie dann für neu angreifende Stressfelder als Reaktionsflächen zur Verfügung. Dadurch war eine gewisse strukturelle Reife des Deckgebirgskörpers erreicht. Schon BURTMAN (1979) hatte betont, dass das Vorhandensein eines „gesättigten, stationären Bruchnetzes“ für jeden älteren Kontinent charakteristisch sei. Infolgedessen sei dort 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 schon vorgegebenen Brüchen kommen.

Bei horizontaltektonischen Deformationen, die ein strukturell reifes Deckgebirge betreffen, können auch Scherflächen bewegt werden, die nicht exakt im 30-35°-Winkel zur maximalen horizontalen Schubspannungsrichtung orientiert sind. Bei LETOUZEY (1986: Fig. 8) war graphisch verdeutlicht worden, wie präexistierende Bruchflächen, welche nicht genau im idealen Scherwinkel streichen, als schräge Aufschiebungen mobilisiert werden können. Entsprechendes gilt bei einem anders gearteten, schwächeren Stressfeld auch für Schrägabschiebungen, die sich entlang von remobilisierten Altbrüchen vollziehen. Bei jüngeren Deformationsereignissen muss also nicht immer genau die perfekte Winkelrelation konjugierter Scherflächen von 70° realisiert sein.

Die Tab. 4 verdeutlicht den Werdegang der Strukturierung des mesozoischen Deckgebirges der Trier-Luxemburger Bucht. Es erweist sich, dass nach Abschluss der eozänen Deformation DIII alle wesentlichen Bruchrichtungen schon mehr oder weniger stark und umfassend im mesozoischen Deckgebirge vorgeprägt waren. Nach der oberoligozänen Deformation DIV waren sie dann alle irgendwann einmal deutlich mobilisiert worden. Das Bruchnetz war nun tendenziell gesättigt. Die Deformationsereignisse DV und DVI konnten sich dann weitgehend auf präexistierenden Bruchflächen abspielen. Ältere Scherflächen konnten dabei gleichsinnig oder aber gegensinnig wieder-bewegt werden. Gelegentlich wurden aber auch dann noch neue,

Tab. 4: Bruchrichtungen in der Trier-Bitburger Bucht, deren Erstanlage im mesozoischen Deckgebirge und deren wechselvolle kinematische Reaktivierung durch die verschiedenen Stressfelder der Deformationsereignisse DI bis DVI (Vert.-Tekt.: Aufstiegs-bedingte Abschiebungstektonik, vgl. Text; PZ = Paläozoikum, ENSZ = Eifeler Nord-Süd-Zone).

Richtung	N - S	NNE - SSW	NNE - SSW	NE - SW	ENE - WSW	ENE - WSW	E - W	WNW - ESE	NW - SE	NNW - SSE	NNW - SSE
(Haupt-) Winkelbereich	0° (175 - 5°)	5 - 15°	20 - 30°	35 - 50°	55 - 60°	65 - 75° (-80°)	90° (85 - 95°)	95 - 105°	125 - 140°	145 - 150°	155 - 170°
Zuordnung oder Name	ENSZ	rheinisch	20-30°-Rs.	diagonal	varisz.	varisz.	ENSZ	rheln.	diag.	varisz.	varisz.
PZ	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Alt-Anlage im Sockel											
synsed. Mobilität	?	X	?	X	X	X	—	—	—	—	—
Extension jm/jo	—	—	—	—	Extension	Extension	—	—	—	—	—
DI (jo)	—	—	—	—	dextral	{{(dextral}}	(Extension)	{{(Extension}}	sinistral	—	—
DII (kru)	—	—	—	(Überschiebung)	Extension	{{(Extension}}	dextral	dextral	—	—	(sinistral)
DIII (u. - m. Eoz.)	Extension	{{(Extension}}	sinistral	{{(sinistral}}	—	—	—	—	dextral	{{(dextral}}	—
DIV (o. Oligoz.)	dextral	dextral	{{(dextral}}	Extension	(Extension)	sinistral	—	—	—	—	—
DV (u. Mioz.)	{{(dextral}}	(Extension)	Extension	sinistral (Extension)	sinistral	—	—	—	—	—	dextral
DVI (Plioz. - rez)	Vert.-Tekt.	(Vert.-Tekt.)	{{(Vert.-Tekt.)}}	(Überschiebung) (Vert.-Tekt.)	(Vert.-Tekt.)	(Vert.-Tekt.)	dextral ((Vert.-Tekt.)) (Extension)	dextral (Extension)	Extension	Extension	sinistral ((Extension))

zusätzliche Flächenscharen angelegt. Dies ließ sich etwa bei der miozänen Sinistralbewegung bei Sölm nachweisen (Kap. 8.3.3.).

Wenn sich Scherbrüche in einem noch homogenen, zuvor unverritzten Substrat neu anlegen, so kommt es dabei auch zur Ausbildung von sogenannten Konfluenz-Brüchen. Dies hatte sich bei den „simple shear“-Experimenten von SCHWARZ & KILFITT (2008) gezeigt. Die konjugierten dextralen und sinistralen Bewegungsbahnen, die netzartig entstehen, durchsetzen und versetzen sich wechselseitig in 10 unterschiedlichen Stadien der strukturellen Entwicklung. Die erwähnten zusätzlichen Konfluenz-Brüche schmiegen sich dabei den nachfolgend durchtrennten und versetzten Scherbrüchen bogenförmig an. Sie sind ein kinematisch bedingter Bestandteil von neu entstehenden Scherbruch-Systemen. Mit ihrer Hilfe können konjugierte Scherflächenpaare eines gemeinsamen Deformationsaktes unmittelbar identifiziert werden.

Anders als in der Schwäbisch-Fränkischen Alb (SCHWARZ 2012) konnten Konfluenz-Brüche im Bruchmuster der Trier-Luxemburger Bucht nicht oder nahezu nicht aufgefunden werden (schriftl. Mitt. H.-U. SCHWARZ, Dez. 2009). Dementsprechend war auch die Identifikation von konjugierten Scherflächen ein und desselben Deformationsereignisses im Untersuchungsgebiet methodisch anders erreicht worden. Zunächst waren Paare von Scherflächen bzw. Blattverschiebungen mit mechanisch sinnvollen Winkelbeziehungen und mit entsprechender Passung zu gleichfalls nachgewiesenen Kompressionsrichtungen ausfindig gemacht worden (Kap. 7.5.). Deren Zuordnung zu einem gemeinsamen Deformationsereignis konnte dann gestützt werden durch gleichartige Alterssignaturen. Diese ergaben sich aus ähnlichen Versatzdimensionen, aus sekundären Überprägungen durch jüngere Horizontalverschiebungen und Abschiebungen, aus dem dokumentierten Ausmaß der ehemaligen Versenkungstiefen usw. (Kap. 7.5. und 7.6.).

Die Nicht-Existenz von Konfluenz-Brüchen ist dennoch ein sehr wesentlicher, zunächst überraschender struktureller Befund. Er weist darauf hin, wie sehr die strukturellen Voraussetzungen der Trier-Luxemburger Bucht von denen im Alpenvorland abweichen. In beiden Regionen sind nahezu dieselben Deformationsereignisse nachgewiesen und auch die Reichweite des mesozoischen Deckgebirges ist ähnlich. Ein entscheidender Unterschied betrifft jedoch das paläozoische Basement beider Untersuchungsgebiete. Während die Schwäbisch-Fränkische Alb dem kristallinen und vergleichsweise starren Moldanubikum und dem Grenzbereich zum Saxothuringikum angehört, liegt die Trier-Luxemburger Bucht im Bereich des Rhenohertzynikums. Hier dominieren vergleichsweise geringmetamorphe mächtige Tonschiefersequenzen mit quarzitischem Sandstein-Einschaltungen. Eine weitaus größere Plastizität mechanischer Reaktionen ist gegeben (vgl. ILLIES & FUCHS 1983).

Im Bereich des Untersuchungsgebietes kommt eine markante spätvariskische und eine postvariskische (permische) Deformationsgeschichte hinzu, die damals schon die Anlage von bedeutenden Scherbahnen und (Schräg-)Aufschiebungen bewirkt hatte (STETS 2004, DITTRICH 2011b, MEYER 2013). Dies ist wohl nicht zuletzt der strukturellen Interferenz der variskischen Großeinheiten Hunsrück, Eifel und Ardennen mit dem noch älteren Querelement der Eifeler Nord-Süd-Zone zuzuschreiben (DITTRICH in Vorb. b). Eine spätpermische Trogbildung – in einem großen Pull-apart-Graben (STETS 1990, 2004) – hat überdies zur Akkumulation von sehr mächtigen, zum großen Teil auch pelitischen Rotliegend-Sedimenten geführt, die den variskischen Sockel gebietsweise überlagern. Der prämesozoische Untergrund der Trier-Luxemburger Bucht ist also vielfach vorbeansprucht und überdies geologisch sehr heterogen. Alte WSW-ENE-streichende variskische Überschiebungsbahnen haben das verfaltete Schiefer-

gebirge in bruchhaft begrenzte Schollen zergliedert (WILDBERGER 1992, STETS 2004). Variskische Großantiklinalen zeichneten sich dauerhaft ab. Sogar ein Nordost-Südwest-ausgerichteter alter kaledonischer Tiefenkörper unter der Luxemburger Zentralschwelle ist neuerdings von SCHINTGEN & FÖRSTER (2013) aufgrund von gravimetrischen Daten wahrscheinlich gemacht worden. Dessen Außenbereiche kommen zweifellos gleichfalls als mechanische Mobilzonen in Frage. Schon die triassische und unterliassische Beckenentwicklung verlief unter Abbildung mehrerer interagierender Richtungssysteme (Kap. 8.2.). Dabei wurde das prävariskische Strukturelement der Eifeler Nord-Süd-Zone zusammen mit der rheinischen Richtung nachgezeichnet und darüber hinaus die WSW-ENE-Richtung der alten variskischen Faltenzüge bzw. Überschiebungen sowie eine Südwest-Nordost-Richtung – das sogenannte diagonale Richtungssystem (DITTRICH 1989; Abb. 2 in Teil I).

Insgesamt steht also fest, dass es im Bereich der Trier-Luxemburger Bucht nicht erst im Spätmesozoikum erstmals zu Horizontaltektonik gekommen ist, sondern schon in der prätriadischen Ära. Das Gefügeinventar des Sockels war generell sehr vielfältig. Die entsprechenden Flächenscharen mussten nur noch in das Deckgebirge durchgepaust werden. Von einer Analogie zu einem homogenen Tonkuchen, in dem alle Reaktionsflächen erst „neu erfunden“ und herausgearbeitet werden müssen, ist man also weit entfernt. Auch ist im Untersuchungsgebiet von keiner mechanischen Entkopplung zwischen dem (höheren) Deckgebirge und dem Basement durch hochmobile Steinsalz- und Anhydritlager auszugehen. Im „simple shear“-Experiment von SCHWARZ & KILFITT (2008) hingegen war eine solche Ablösung zu einem gewissen Maß der Fall gewesen. Der Entstehungsprozess der Scherflächen in der Trier-Luxemburger Bucht war ein anderer. Er vollzog sich über die durchpausende Reaktivierung von Untergrundfugen in den Deckgebirgsbereich hinein. Bei der ersten postsedimentären kompressiven Deformation DI stand schon eine der beiden Scherflächenrichtungen – die dextrale – im Deckgebirgsstockwerk unmittelbar bereit (Tab. 4, Abb. 88 und 89). Die dazugehörige andere Richtung war dann wohl vergleichsweise leicht aus dem Bruchinventar des Sockels zu mobilisieren. Eine sukzessive Neuentwicklung beider Scherflächensysteme unter Ausprägung von Konfluenzbrüchen erfolgte wohl nicht. Eine andere, weniger wahrscheinliche Möglichkeit ist die, dass es damals im Oberjura in geringerem Ausmaß (?) zur Ausbildung von Konfluenzbrüchen gekommen war, diese dann aber bei den nachfolgenden Deformationen überprägt wurden und dadurch unkartierbar geworden sind. Entsprechendes könnte dann auch für die zeitlich ebenfalls weit zurückliegende unterkretazische Deformation DII gelten.

Manche Flächenscharen sind im Laufe der Deformationsgeschichte mehrfach (re-)aktiviert worden. Dies gilt zum Beispiel für die 55 bis 60°, die 65 bis 75°- und die 155 bis 170°-Richtung (Tab. 4). Dies brachte mit sich, dass einzelne Bereiche der Trier-Luxemburger Bucht mehrfach nacheinander unterschiedlich deformiert wurden. Im Folgenden sollen dafür drei Beispiele dargelegt werden.

Der erste, nicht ganz so drastische Fall ist die Region des Ferschweiler Plateaus. Im dort anstehenden unterliassischen Luxemburger Sandstein ist unterkretazisch (DII) eine etwa Ost-West streichende dextrale Scherflächenschar angelegt worden. Dabei waren schon oberjurassisch (DI) entstandene Extensionsbrüche horizontaltektonisch mobilisiert worden. Oligozäne Extensionsbrüche mit anderer Orientierung durchschnitten dann diese Ost-West-Flächenschar. In der jüngsten Deformation DVI ist sie dann allerdings erneut dextral bewegt und schließlich beim Aufstieg der Ardennenregion dehnend geöffnet worden. Dadurch erst ist sie im heutigen Luftbildbefund deutlich erkennbar geworden.

Ein anderer mehrfach tektonisierter Bereich ist die Region unmittelbar nordwestlich von Trier. Im Oberjura blieb er nach derzeitigem Kenntnisstand noch unauffällig. Eventuell war er zum Teil noch in die Absenkungstendenz der Region „Ramsteiner Kessel“ mit-einbezogen worden (Abb. 89). Ähnliches kann für die Unterkreide gelten (DII, Abb. 91). Im frühen Eozän geriet der Bereich nordwestlich von Trier dann in eine strukturelle Randlage, an der Südschulter des Sattels von Born. Dessen schon durchgepauste variszisch streichende Bruchlinien (Abb. 88) konnten im Oberoligozän (DIV, Abb. 96) dann sinistral scherend mobilisiert werden. Die verstärkte Dehnung oder gar Zerrung im Grenzstreifen zwischen dem abgesenkten Graben von Thionville im Südosten und der Luxemburger Zentralschwelle (bzw. dem Sattel von Born) im Nordwesten begünstigte die Anlage eines Pull-apart-Grabens (SIN24). Ähnliches spielte sich dann wieder im Miozän ab (DV: SIN17, Abb. 101). Eine kleinräumig differenzierte Absenkungsbewegung im Zentralteil des Grabens von Thionville kam hinzu. Im Plio-Pleistozän (DVI) schließlich wurden die nordwärts abschiebenden Staffelbrüche bei der starken Hunsrück-Anhebung abermals akzentuiert. Alles dies führte dazu, dass der Bereich nordwestlich von Trier einer weit überdurchschnittlichen kleintektonischen Zerstückelung unterworfen war (vgl. DEGEN et al. 1981, DITTRICH 2011b).

Ein weiteres Beispiel für mehrfache Überprägung ist der sogenannte „Erpeldinger Knoten“ bei Mondorf. Dieser Name wurde geprägt zur Beschreibung einer auffälligen lokalen Verbreiterung des Mondorfer Schmalgrabens, dem Südwestabschnitt der langgezogenen Gesamtstruktur des Mondorf-Meerfelder Schmalgrabens. Im Rahmen der hier vorgelegten Rekonstruktionen lässt sich folgender tektonischer Werdegang skizzieren. Eine im paläozoischen Untergrund vorgegebene 20-30°-Strukturlinie bzw. -Bruchschär wurde zunächst unterkretazisch durchschnitten und um etwa 0,5 bis 1 km dextral versetzt (DII, Abb. 91: östlicher Ausläufer von DEX25). Die betreffende Blattverschiebung verlief wahrscheinlich entlang einer alten, variskisch entstandenen, „variszisch“ streichenden Bruchlinie im nördlichen Randbereich der Siercker Schwelle. Diese dextrale Verschiebung bewirkte langfristig die genannte Verbreiterung der heutigen Grabenzone. Zur Bildung der heutigen Gestalt waren aber noch weitere Ereignisse nötig. Zunächst wurde die alt angelegte Fuge dann im Eozän (DIII) sinistral scherend mobilisiert und durchgepaust. Beim Messpunkt ?SIN3 am Westrand der heutigen Gesamtstruktur könnte sich ein sinistraler Versatz des alten variszisch streichenden Lineamentes um 1,5 km andeuten (Abb. 93). Ein erneutes „Kurzschießen“ der westlichen sinistralen Bewegungsbahn mit der im Süden nach Osten versetzten Fortsetzung der alten Fuge – im Eozän entsprach dies zwei nahe beieinander liegenden en-echelon linkstretend gestaffelten Blattverschiebungen – fand dann unter Herausbildung einer Verbindungsstruktur statt. Dieser alte Pull-apart-Graben deutet sich heute noch durch die Riedelbrüche im Nordosten an. Im späten Oligozän wurde dann der Ostrand der Gesamtstruktur entlang einer rheinischen Bewegungsbahn dextral versetzt (Abb. 96: DEX22). Die entsprechenden Verschiebungsweiten liegen bei 500 m im Norden und 1,2 km im Süden. Im frühen Miozän wurde noch der Nordwestbereich des eozänen Pull-apart-Grabens ein wenig dextral versetzt (Abb. 101). Anschließend führte dann die WNW-ESE-Extension, die der Spätphase der miozänen Deformation DV zuzuordnen ist (Szenario c, Abb. 101), zur vertikaltekttonischen Überprägung des stark tektonisierten Gesamtbereichs. Erst dadurch entstand der Schmalgraben heutiger Ausprägung und mit ihm der „Erpeldinger Knoten“.

Zu anderen Teilregionen im Untersuchungsgebiet würden sich andere, gleichfalls komplizierte strukturelle Werdegänge schildern lassen. Derart detaillierte Betrachtungen müssen jedoch regionalen Spezialbearbeitungen überlassen bleiben.

Als letzter Aspekt dieses Kapitels soll noch die geologische „Haltbarkeit“ von Klüften näher betrachtet werden. Im mittleren und südlichen Saargau existieren dazu interessante Befunde (zur Topographie vgl. Abb. 38 in Teil II). Im Steinbruchbereich Hippert/Schloss Thorn zeigte sich ein nahezu orthogonales Kluftsystem mit einem Hauptmaximum im Bereich von 130 bis 150° und einem zweiten Maximum bei 35°. In der Region Sinz–Oberleuken schwankten die Kluft-Messwerte einer kumulativen Richtungsrose (n = 281) zwischen 30 und 60° bzw. – senkrecht darauf – 120 bis 145°. Beides ist durch die umfangreichen Kluftmessungen von KULKE (1963) gut belegt. Entsprechendes erwies sich auch bei Wincheringen (RÖBLE 1997) und im Raum Ehnen–Helfant–Rommelfangen bis hinunter in Richtung Palzem (BAUMANN 1964). Eine rheinische Klufttrichtung fehlte in allen genannten Fällen. Dies ist insofern erstaunlich, als ja in dieser Region intensive Blattverschiebungstektonik entlang von rheinischen Bruchflächen im Aufschlussbefund unmittelbar dokumentiert ist. Diese hatte im oberen Oligozän stattgefunden (Abb. 96). Auch wären im Umfeld der dort im Osten durchziehenden alt angelegten Saargauer Grabenzone durchaus auch rheinische Klüfte möglich gewesen. Offenbar hat sich eine Vielzahl der damaligen rheinischen Klüfte im Zuge der miozänen und plio-pleisto-holozänen Überprägungen wieder geschlossen.

Generell kann beobachtet werden, dass von älteren Deformationsereignissen nur einige wenige Bruchflächen erhalten geblieben sind. Es handelt sich bloß um diejenigen, die durch gestriemte Harnische, kristalline Faserharnische und/oder kleinere Vertikalversätze betont wurden – echte Bewegungsflächen also. Die restlichen Bruchflächen, die älteren Stressfeldern angehörten, sind aus dem Trennflächeninventar verschwunden, sie sind strukturell „gelöscht“ worden. Alte Extensionsklüfte blieben nur dann erhalten, wenn sie durch relativ lösungsresistente mineralische Kluftbeschlüge – FeOOH- oder Eisenoxid-Tapeten – betont worden waren. Dies war etwa auf dem Ferschweiler Plateau (KMPD4 und KMPD6) und bei Eßlingen der Fall (KMPD8). Bei den genannten Messpunkten konnten oberjurassische und unterkretazische Kluftflächen erfasst werden. Ein besonders markantes Beispiel für eine konservierte unterkretazische Kluftfläche fand sich bei Eßlingen, am Messpunkt SIN14. Die Fläche ist mit einer dunklen Eisen-reichen karbonatischen Klufttapete verkleidet, auf der sich Hungerkristalle abbilden. Eine derartige Mangelsituation ist bezeichnend für eine Genese bei relativ großer Versenkungstiefe (Teil I: S. 50ff.). Die entsprechende Kluftfläche, die eventuell schon mitteljurassisch entstanden war (Abb. 88), war zunächst sinistral bewegt und anschließend etwas aufgeweitet worden (Abb. 91). Gut erhaltungsfähig waren auch alte Extensionsklüfte, die durch nachfolgende, ebenfalls noch relativ alte Kompressionsereignisse scherend mobilisiert wurden. Sowohl Scherklüfte mit ausgeprägten Horizontalharnischen als auch kartierbare Blattverschiebungen überstanden die späteren Deformationsereignisse. Überdauert haben auch alte Schrägklüfte, die durch Faserharnische (?DEX11 bei Wellen) oder „Slickolite striae grooves“ überprägt wurden. Letztere sind von feinklastischen Lösungsrückständen ausmodelliert worden und dadurch erhaltungsfähig geblieben. Mit ihrer Hilfe konnten bei Palzem (KMP4) und Kersch (KMP9) noch eine mitteljurassische und eine frühholozäne Extensionsbeanspruchung nachvollzogen werden.

9.2. Offene Fragen und Ausblick

In früheren Texten dieser mehrjährigen Publikation war eine strukturelle Bewertung der 20-30°-Richtung angekündigt worden (als Kapitel 9.3.). Diese fehlt hier jedoch, ebenso wie die – auch angekündigte – darauf basierende, genetisch fundierte Neu-Benennung.

Höchstwahrscheinlich handelt es sich dabei um eine ererbte Bruchrichtung, die schon im paläozoischen Unterlager der Trier-Luxemburger Bucht angelegt war. Dies war bereits von BERNERS (1985b: S. 254) angenommen worden. Ein struktureller Zusammenhang mit der Wittlicher Rotliegend-Senke und somit auch mit spätpermischen Megascherprozessen ist wahrscheinlich. Die Ausprägung dieser Bruchrichtung konzentriert sich nämlich auf den Ostteil des Untersuchungsgebietes (Kap. 3.2. in Teil I). Kleinere Bruchlinien in 20-30°-Richtung bei Wittlich waren schon von STETS (1990, 2004) in einen genetischen Zusammenhang mit permischen Scherbewegungen gebracht worden. Dies kann auch für die größeren Bruchlinien gelten. Das wichtigste Strukturelement der 20-30°-Richtung ist die Schmalgrabenstruktur entlang der Linie Mondorf–Wasserbillig–Binsfeld–Himmerod–Meerfeld. Sicher ist wohl, dass eine so prägnante, lang gestreckte Lineation nicht allein durch die Fernwirkung der eozänen alpidischen Schubspannung entstanden sein kann (Abb. 93). Eher handelt es sich um eine schon im Bruchinventar des Sockels durchgehend angelegte lineare Bruchfuge. Diese kann durch die eozäne Scherspannung reaktiviert und in das mesozoische Deckgebirge durchgepaust worden sein. Über weite Strecken, vor allem im Nordosten, noch außerhalb des Darstellungsgebietes, verläuft sie parallel zur Wittlicher Hauptverwerfung. Auch deshalb ist eine oberpermische Genese wahrscheinlich.

Für weitergehende Aussagen wäre es nötig gewesen, die kinematischen Beziehungen dieser ererbten Sockel-Fuge zu anderen Sockelstrukturen im Einzelnen zu behandeln. Großstrukturen der Ardennen, der Eifel und des Hunsrücks wären dabei ebenso von Interesse gewesen wie diejenigen der Eifeler Nord-Süd-Zone und der Wittlicher Senke. Alles dies gebührend zu berücksichtigen, wäre im Rahmen dieser (ohnehin schon außergewöhnlich umfangreichen) Publikation nicht mehr möglich gewesen. Insofern muss dies einer eigenständigen tektonischen Untersuchung vorbehalten bleiben (DITTRICH in Vorb. b).

Die bisherigen Darlegungen haben jedoch bereits gezeigt, welche fein abgestufte Reaktionen im Untersuchungsgebiet auf wechselnde angreifende Stressfelder möglich waren. Eine gewisse Mobilität dieses speziellen rhenoharzynischen Krustenfeldes und die hohe strukturelle Reife dieses Unterlagers mit einem „gesättigten, stationären Bruchnetz“ (BURTMAN 1979; vgl. Kap. 9.1.) ermöglichten zahlreiche verschiedene mechanische Reaktionen. Die dabei im Deckgebirge entstandenen Drucklösungsphänomene, Verfaltungen, Aufschiebungen und Scherflächen – mit horizontalen und mit schrägen Bewegungsspuren – ermöglichen es heute, selbst vergleichsweise schwache Fernwirkungen von plattentektonischen Prozessen mit guter Auflösung zu erkennen und in ihrer relativen Abfolge zu datieren. So sind denn auch weitaus differenziertere Aussagen über die zeitlich variierenden Spannungsfelder möglich, als es in anderen Regionen Deutschlands der Fall war.

Im nordöstlichen Deutschland etwa, jenseits des Schiefergebirges, waren oft nur vergleichsweise grobe Annäherungen an die ehemals herrschenden Stressfelder möglich. Bei den dortigen Rekonstruktionen kamen schließlich enorme Erschwernisse durch die zusätzlich abgelaufene subherzyne (Inversions-)-Tektonik hinzu, überdies kompliziert durch die schon in Kap. 8.1. genannten hochmobilen Salinar- und Anhydritkörper im Schichtverband. Dies erforderte, ein „regional suprasalt stress field“ von einem „regional subsalt stress field“ zu unterscheiden (KLEY et al. 2008: Fig. 3.3.1.). In den paläotektonischen Rekonstruktionen für Süddeutschland von REICHERTER et al. (2008: Fig 19.17.) wiederum wurden im Meso- und Känozoikum vergleichsweise lange Zeiträume mit recht einheitlichen Stressfeldern und mechanischen Reaktionsmustern zusammengefasst. Im Detail war dies sicherlich wesentlich komplizierter. Durch das

Wechselspiel von verschiedenen Plattenkollisionen mit zeitweise wechselnd stark betonten unterschiedlichen „Druckpunkten“ (bzw. -kanten) und mit zu- und abnehmenden Kompressionsbeanspruchungen kam wohl ein weitaus differenzierteres tektonisches Geschehen zustande. In der vorliegenden Publikation ist versucht worden, dies mit entsprechenden paläotektonischen Darstellungen zu verdeutlichen.

Allerdings steht auch die horizontaltektonische Erforschung der Trier-Luxemburger Bucht noch am Anfang. Auf die derzeit existierenden, regionalen „Datenlücken“ ist bereits in Kap. 9.1. hingewiesen worden. In den noch weitgehend unbearbeiteten Teilgebieten werden bei zukünftigen Geländeaufnahmen noch vielfältige makro- und mikrotektonische Beobachtungen hinzukommen.

So sind denn bislang zwei konjugierte Scherrichtungen im bisherigen Befund deutlich unterrepräsentiert. Dies betrifft beide Male NNW-SSE-streichende Bewegungsbahnen. Es ist dies diejenige Richtung, die im heutigen Störungsmuster der Trier-Luxemburger Bucht generell unterrepräsentiert ist. Sinistrale Blattverschiebungen der unterkretazischen Deformation DII – konjugiert zur dextralen Ost-West-Richtung – sind noch unbekannt, erst im inneren Pariser Becken sind sie nachgewiesen (Kap. 8.2.). Ähnliches gilt für die miozänen Dextralbewegungen von DV (Kap. 8.3.3.). Mengemäßig werden sie im derzeit rekonstruierten Bewegungsbild von DV deutlich von den diagonal ausgerichteten Sinistralbewegungen übertroffen. Es fehlen noch weitere ergänzende Befunde. Möglich wäre eine gegensinnige Reaktivierung von primär sinistralen DII-Bewegungsbahnen zu sekundären dextralen DV-Verschiebungen. Die deutlich älteren unterkretazischen Bewegungsbahnen könnten dadurch maskiert worden sein.

Ebenso steht noch die lokale Verifizierung mehrerer horizontaler Scherbahnen aus, mit entsprechender Konkretisierung ihrer exakten Positionen und Länge. Dies setzt natürlich entsprechende Aufschlüsse oder angepasste geophysikalische bzw. chemische Untersuchungen voraus (Radon-Austritte?). Meistens waren die hier dargestellten Blattverschiebungen aus dem Bruchmuster abgeleitet worden, wie es sich im derzeit verfügbaren Kartenmaterial abbildet. Neue Kartiererergebnisse werden dementsprechend auch zu veränderten horizontaltektonischen Einsichten führen.

Schriften

- AHORNER, L. (1983): Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish massif, central Europe. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 198–221, 14 Abb., 3 Tab., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- 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.
- BAUMANN, A. (1964): Geologische Neukartierung der Triasschichten zwischen unterem Leukbach und oberer Mosel (Saarburg–Kollesleuken–Wincheringen–Palzem). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 61 S., 37 Abb., 7 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- 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. 177–186, 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.
- BERNERS, H.-P. (1985a): Carte Géologique du Luxembourg 1: 25.000. Feuille No 13, Remich. (Service Géologique) Luxembourg.
- (1985b): Der Einfluß der Siercker Schwelle auf die Faziesverteilungen meso-känozoischer Sedimente im Nordosten des Pariser Beckens. Ein Sedimentationsmodell zum Luxemburger Sandstein (Lias), spezielle Aspekte zur strukturellen Änderung der Beckenkonfiguration und zum naturräumlichen Potential. Diss. T.H. Aachen, 321 S., Aachen.
- BINTZ, J. & MAQUIL, R. (1992): Carte géologique générale du Grand-Duché de Luxembourg 1 : 100.000. 3. Auflage, (Service Géologique) Luxembourg.
- BURTMAN, V. S. (1979): Das stationäre Bruchnetz der Paläozoiden und der Mobilismus. – *Z. geol. Wiss.*, **7**, S. 1257–1267, 4 Abb., Berlin.
- 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.
- DAVIS, G. H. & REYNOLDS, S. J. (1996): *Structural Geology of Rocks and Regions*. 776 S., (John Willey & Sons) New York, Singapore.
- DEGEN, H. & JUNG, L. & NEGENDANK, J. & SCHMIDT, R. (1981): Geologische Karte der Umgebung von Trier im Maßstab 1: 10 000, Trier, sowie in: NEGENDANK, J. F. W. (1983): *Trier und Umgebung*. – *Sammlung geol. Führer*, **60**, 2. Aufl., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- DÉZES, 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.
- 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.
- (2008): Schertektonik im triassisches Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht. Teil I. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **36**, S. 69–104, 9 Abb., Mainz.
- (2009): Schertektonik im triassisches Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil II. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **37**, S. 77–128, 17 Abb., Mainz.
- (2011a): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil I. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **39**, S. 7–86, 36 Abb., Mainz.
- (mit Beiträgen von GAD, J. & SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M.) (2011b): Geologische Karte der Trierer Bucht 1:50 000. Erläuterungen. 70 S., 3 Abb., 3 Tab., 1 Beil., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) 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.
- (in Vorb. a): Der Muschelkalk in der Trierer Bucht. – In: *Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk*. – *Schriftenreihe dt. Ges. Geowiss.*, Hannover.
- (in Vorb. b): Strukturelle Zusammenhänge zwischen der Wittlicher Rotliegend-Senke (Eifel, Rheinland-Pfalz) und dem lothringisch-luxemburgischen Graben von Thionville. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, Mainz.

- 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.
- FUCHS, K. & GEHLEN, K. VON & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (1983b): Epilogue: Mode and Mechanism of Rhenish Plateau Uplift. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 405–411, (Springer) Berlin, Heidelberg.
- GAST, R. & GUNDLACH, TH. (2006): Permian strike slip and extensional tectonics in Lower Saxony, Germany. – Z. deutsch. geol. Ges., **157**, S. 41–56, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- GREBE, H. (1891): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1:25.000, Blatt Landscheid Nr. 6006, Erläuterungen, 17 S., Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- GREINER, G. (1978): Spannungen in der Erdkruste – Bestimmung und Interpretation am Beispiel von in-situ-Messungen im süddeutschen Raum. Diss. Univ. Karlsruhe, 198 S., Karlsruhe.
- GRONEMEIER, K. (1976): Das Grundwasser im Luxemburger Sandstein. Geologie, Wasserhaushalt und Umweltbelastung am Beispiel von 3 Größtestflächen. – Diss. Univ. Mainz, 195 S., 86 Abb., 21 Tab., 3 Beil., 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.
- ILLIES, H. I. & 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.
- JANTOS, K. & THEIN, J. & DITTRICH, D. (2000): Tektonik und Feinstratigraphie der Trias im Bereich der Gipslagerstätte des Mittleren Muschelkalk bei Ralingen/Südeifel. – Mainzer geowiss. Mitt., **29**, S. 231–276, 23 Abb., 1 Tab., Mainz.
- KLEY, J. & FRANZKE, H.-J. & JÄHNE, F. & KRAWCZYK, C. & LOHR, T. & REICHERTER, K. & SCHECK-WENDEROTH, M. & SIPPEN, J. & TANNER, D. & GENT, H. VAN (SPP Structural Geology Group) & MÜLLER, R. & URAI, J. L. & VOIGT, T. (2008): Strain and Stress. – In: LITTKE, R. & BAYER, U. & GAJEWSKI, D. & NELSKAMP, S. (Hrsg.): Dynamics of complex intracontinental basins: The Central European Basin System, S. 97–124, (Springer) Berlin, Heidelberg.
- KLÖSGEN, M. (1997): Geologische Kartierung im Raum Bollendorf–Biesdorf–Neuafrika (Südeifel) (mit Beiträgen zu den Forschungsbohrungen Hunnenkopf und Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 45 S. + 38 i. Anh., 25 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- KULKE, H. (1963): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Palzem-Nennig (Mosel) und dem oberen Leukbachtal (bei Orscholz, Saar). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 51 S., 22 Abb., 4 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- LAKE, S. D. & KARNER, G. D. (1987): The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an example of inversion tectonics. – Tectonophysics, **137**, S. 347–378, 9 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- LE ROUX, J. (2000) Structuration du nord-est du Bassin de Paris. – Bull. Inf. Géol. Bass. Paris, **37**, S. 13–34, 23 Abb., Paris.

- 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 & LUWG (Landesamt für Geologie und Bergbau & Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz, Hrsg.) (2010): Hydrogeologische Kartierung Bitburg–Trier. 134 S. Erl., 19 Ktn., Mainz.
- LICHTENSCHIEDT, E. (1999): Zur Geologie der Umgebung von Daufenbach unter besonderer Berücksichtigung des „Devonaufbruches“ an der Deimlinger Mühle (Südeifel, Trier-Bitburger Senke). Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Bonn, 81 S., 49 Abb., 5 Tab., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- LUCIUS, M. (1948): Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Das Gutland. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **5**, 405 S., 30 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Luxembourg.
- MÄLZER, H. & HEIN, G. & ZIPPELT, K. (1983): Height changes in the Rhenish Massif: Determination and Analysis. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 164–176, 6 Abb., 1 Tab., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- MEYER, W. (2013): Geologie der Eifel. 4. Aufl., 704 S., 157 Abb., 12 Tab., 8 Taf. (Schweizerbart) Stuttgart.
- MEYER, W. & STETS, J. (2007): Quaternary Uplift in the Eifel Area. – In: RITTER, J. R. & CHRISTENSEN, U. R. (Hrsg.)(2007): Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach. S. 369–378, 4 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- 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.
- MÖBUS, H.-M. (2004): Allochthone Triasschollen am Unterwerrassattel als Schlüssel zum Verständnis saxonischer Grabentektonik. Diss. Univ. Marburg, 197 S., zahlr. Abb., Marburg.
- (2008): Die Hessischen Gräben als mehrfach duktil entkoppelte „pull apart“-Strukturen. – *Geol. Jb. Hessen*, **135**, S. 5–23, 12 Abb., 2 Taf., Wiesbaden.
- NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – *Sammlung geol. Führer*, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 2 Anl., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- NEGENDANK, J. F. W. & WAGNER, W. (1988): Geologische Karte 1:25.000, Trinkwasserprojekt Kylltal, Blatt Nord u. Blatt Süd. (Universität Trier) Trier.
- PETERS, G. (2007): Active tectonics in the Upper Rhine Graben: integration of paleoseismology, geomorphology and geomechanical modeling. XXVI + 270 S., zahlr. Abb., Diss. Univ. Amsterdam, (Logos-Verlag) Berlin.
- REICHERTER, K. & FROITZHEIM, N. & JAROSINSKI, M. & BADURA, J. & FRANZKE, H.-J. & HANSEN, M. & HÜBSCHER, C. & MÜLLER, R. & POPRAWA, P. & REINECKER, J. & STÄCKEBRANDT, W. & VOIGT, T. & VON EYNATTEN, H. & ZUCHIEWICZ, W. (2008): Alpine Tectonics north of the Alps. – In: MCCANN, T. (Hrsg.): *The Geology of Central Europe*. Vol. 2, S. 1233–1285, (Geological Society) London.
- RITTER, J. R. & CHRISTENSEN, U. R. (Hrsg.)(2007): Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach. 501 S., 157 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- RÖßLE, S. (1997): Geologische Kartierung auf Blatt Wincheringen (TK 6304), südliche Trier-Bitburger Bucht (Saargau). Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk der Trier-Bitburger Bucht. Diplomarbeit und -kartierung Univ. Bonn, 133 S. + Anh., zahlr. Abb., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].

- SCHINTGEN, T. & FÖRSTER, A. (2013): Geology and basin structure of the Trier-Luxembourg Basin – implications for the existence of a buried Rotliegend graben. – *Z. deutsch. Ges. Geowiss.*, **164**, S. 615–637, 7 Abb., 2 Tab., (Schweizerbart) Stuttgart.
- SCHMINCKE, H.-U. (2007): The Quaternary Volcanic Fields of the East and West Eifel (Germany). – In: RITTER, J. R. & CHRISTENSEN, U. R. (Hrsg.): *Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach.*, S. 241–322, 17 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- 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.
- SEELHAMMER, E. (1989): Daten zur Hydrogeologie im Unteren Kylltal (Trinkwasserprojekt Kylltal) – Lithostratigraphie, tektonisches Muster, Beobachtungen an Oberflächenformen und Gewässernetz. Diplomarbeit Universität Trier, 113 S., 13 Abb., 11 Anl., Trier. – [unveröff.].
- SISSINGH, W. (2003): Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **196**, S. 229–263, 10 Figs., (Elsevier) Amsterdam.
- STETS, J. (1990): Ist die Wittlicher Rotliegend-Senke (Rheinisches Schiefergebirge) ein „pull-apart“-Becken? – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**, S. 81–98, 8 Abb., Mainz.
- (2004): Geologische Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke 1: 50 000 mit Erläuterungen 82 S., 7 Abb., 1 Strukturkt., Mainz.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. (1997): *Structural Geology*. 4. Aufl., 532 S., (W. H. Freeman & Co.) New York.
- WAGNER, B. & DITTRICH, D. (2010): Profilschnitte A–A' bis F–F'. – In: LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau) & LUWG (Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz) (Hrsg.) (2010): *Hydrogeologische Kartierung Bitburg–Trier*. 134 S., zahlr. Abb., 7 Tab., 19 Anl., Mainz.
- WAGNER, H. W. & KREMB-WAGNER, F. & KOZIOL, M. & NEGENDANK, J. F. W. (2012): *Trier und Umgebung. Geologie der Süd- und Westeifel, des Südwest-Hunsrück, der unteren Saar sowie der Maarvulkanismus und die junge Umwelt- und Klimageschichte.* – *Sammlung geol. Führer*, **60**, 3., völlig neu bearb. Aufl., 396 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kte., (Borntraeger) Stuttgart.
- WILDBERGER, J. (1992): Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks (SW-Deutschland). – *Mitt. Pollichia*, **79**, S. 5–119, 75 Abb., Bad Dürkheim.
- ZIEGLER, P. A. (1982): *Geological Atlas of Western und Central Europe.* – Shell Intern. Petroleum Maatschappij Publ., 130 S., 29 Abb., 40 Taf., (Elsevier) Amsterdam.
- (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe.* – Shell Intern. Petroleum Maatschappij Publ., 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.
- ZÖLLER, L. (1983): Neotectonic movements at the southern and western boundary of the Hunsrück Mountains (Southwestern part of 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. 89–92, 2 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.

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 30.5.2014