

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

DORIS DITTRICH

Kurzfassung: Die in den ersten zwei Teilen dieser Publikation detailliert beschriebenen tektonischen Aufschlussdaten und einige neuere Befunde werden nun analysiert. Die jeweiligen horizontaltektonischen Aussagen werden klassifiziert und sortiert. Unterschiedlich alte Einengungsphänomene sowie sinistrale und dextrale Relativbewegungen werden abgeleitet und graphisch dargestellt. Hinzu kommen entsprechende Auswertungen der aktuellen Geologischen Karten. Faltenstrukturen und zahlreiche Blattverschiebungen in unterschiedlichen Richtungen bilden sich ab. Die Verschiebungsweiten liegen bei mehreren Hundert Metern und häufig auch im Kilometerbereich. Maximal sind es 3,2 km. Auch Altersbeziehungen können abgelesen werden.

Aus den sehr zahlreichen Beobachtungen werden fünf Beanspruchungsgruppen abgeleitet. Sie umfassen eine ehemals wirksame maximale Kompressionsrichtung und die entsprechend konjugierten dextralen und sinistralen Scherflächenscharen. Eine der Richtungsgruppen ist doppelt dokumentiert, subrezent und aus einer weit zurück liegenden Zeit. In einem nächsten Schritt werden die Gruppen zeitlich eingestuft, bei Berücksichtigung von Ergebnissen aus umliegenden Regionen. Sechs kompressive Deformationsereignisse werden rekonstruiert. Zuzuordnen sind sie dem Oberjura, der frühen Unterkreide, dem Unter- bis Mitteleozän, dem Oberoligozän, dem Unter- miozän und dem plio-pleisto-holozänen Zeitabschnitt (Abb. 85, Tab. 2).

Abstract: The results of tectonic outcrop measurements in the southeastern Trier Embayment, which were particularly described in the two preceding parts of this publication, and additional new results will be analyzed now. The relevant horizontal stress data are classified and graded. Compressional phenomena of different ages and sinistral resp. dextral shear movements are listed and depicted graphically. Furthermore the actual regional geological maps are interpreted. Fold structures and several strike-slip faults of varying directions are obvious. The horizontal throws amount to several hundreds of meters, often the kilometer-scale is reached (maximum: 3.2 km). Relations of age can also be recognized.

The huge number of observations allows the identification of five groups of strain. They all comprise a former direction of maximal horizontal compression and the appropriate conjugated dextral and sinistral shear plane sets. One of these directional groups is documented twice, it characterizes subrecent times and a quite old episode. The next step of investigation is the chronological rating of these groups. For this the results from adjacent regions are taken into consideration. Six events of compressive deformation are reconstructed. They can be assigned to Upper Jurassic, early Lower Cretaceous, lower to middle Eocene, upper Oligocene, lower Miocene and a time span of plio-pleisto-holocene age (fig. 85, tab. 2).

Inhalt

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

Einführung in Teil III

7. Rekonstruktion von Bewegungsabläufen
 - 7.1. Einengungsprozesse
 - 7.1.1. Unmittelbare Geländebefunde
 - 7.1.2. Hinweise aus Geologischen Karten
 - 7.1.3. Zusammenfassung und erste Ausdeutung
 - 7.2. Sinistrale Horizontalbewegungen
 - 7.2.1. Hinweise durch unmittelbare Bewegungsspuren
 - 7.2.2. Hinweise durch das kartierte Störungsmuster
 - 7.2.3. Zusammenfassung und erste Ausdeutung
 - 7.3. Dextrale Horizontalbewegungen
 - 7.3.1. Hinweise durch unmittelbare Bewegungsspuren
 - 7.3.2. Hinweise durch das kartierte Störungsmuster
 - 7.3.3. Zusammenfassung und erste Ausdeutung
 - 7.4. Bisher nicht (sicher) einzuordnende Horizontalbewegungen
 - 7.4.1. Aufschlussbeobachtungen und Kartenauswertungen
 - 7.4.2. Zusätzliche Ergebnisse aus der Zusammenschau mit bisherigen Befunden
 - 7.5. Gruppierung von jeweils konjugierten Bewegungen und erste relative Alters-einschätzungen
 - 7.6. Alterseinstufung der Deformationsereignisse
- Schriften

Einführung in Teil III

In Teil I und II dieser Gesamtpublikation sind einzelne tektonische Befunde in ausführlicher Form dargelegt worden. Es handelte sich um Literatur- und Kartenauswertungen sowie – vor allem – um Geländebeobachtungen, die auf kompressive Beanspruchungen der südöstlichen Trierer Bucht (Teil I) bzw. von Ost-Luxemburg und des Saargaus (Teil II) hindeuteten. Diese isolierten Befunde sollen nun in eine übersichtliche Form gebracht werden und versuchsweise gruppiert und in eine Altersreihenfolge gebracht werden. Im Verlauf dieser Arbeiten stellte sich heraus, dass dies allein schon ein beträchtliches Textvolumen erfordert. Überdies haben sich in der Zwischenzeit neue Geländedaten ergeben, die hier noch nachgetragen werden müssen. Auch neue relevante Befunde aus der Literatur mussten berücksichtigt und dargelegt werden. Alles dies hat dazu geführt, dass der geplante Interpretationsteil, der die lokalen Ereignisse für jede Deformationsphase im Einzelnen darstellt und diskutiert, aus Volumen- und Zeitgründen auf einen Teil IV ausgegliedert werden muss. Dieser soll im nächstjährigen Band dieser Reihe geliefert werden. Durch diese Zerstückelung der Gesamtdarlegungen in vier Teile ist zwar eine gewisse Erschwernis für den Leser verbunden, sie ist letztlich aber der Datenfülle und der Komplexität des Themas geschuldet. Letztendlich sind so die schrittweise erarbeiteten Fortschritte der landesgeologisch-tektonischen Erfassung dieser Region in der hauseigenen Publikationsreihe folgerichtig hinterlegt.

Als erstes sollen die zwischenzeitlich erfolgten, horizontaltektonisch relevanten Geländebeobachtungen als Nachträge dargelegt werden. Sie betreffen die Lokalitäten Steinbruch Hippert bei Schloss Thorn/Obermosel, einen ehemaligen Steinbruch bei Freudenburg nahe der Grenze zum Saarland und schließlich das Bergwerk der TKDZ in Wellen/Mosel.

Im Dolomitsteinbruch Hippert, der in Kap. 6.2.3. bereits beschrieben worden ist, waren mehrere neue, zusätzliche Strukturbefunde möglich. Im oberen, nordöstlichen Teil des Werkgeländes ist nämlich im Jahr 2012 eine große Erweiterungsfläche vorbereitet worden. Dabei sind alle Gesteinsabfolgen bis hinunter zur Grenze mo/ku abgeräumt worden. Es kam eine markante, über und über mit einem dünnen Bonebed bezogene wellige Schichtfläche zum Vorschein, die dann in einer Untersuchung der Universität Frankfurt paläontologisch ausgewertet wurde (LÖFFLER & PRINZ-GRIMM 2013). Diese Top-Fläche des Muschelkalks bildete eine gut begehbare Sohle, die im Norden flach nach Nordwesten und im Süden nach Südwesten geneigt ist. Dazwischen verläuft eine etwa Ost-West-streichende Aufwölbungszone, die wahrscheinlich der Antiklinale entspricht, die schon von KULKE (1963) im ehemaligen westlichen Teil des Steinbruchs erwähnt wurde. Nach Westen hin taucht sie ab. Die neu freigelegte Sohle ist im Westen durch zwei Kleinstörungen versetzt (Abb. 59). Diese streichen 0 bis 8° bzw. 5 bis 13° und setzen treppenstufenartig um etwa 1,7 m und dann etwa 85 cm zum Moseltal im Westen hin ab. Die Fläche der östlicheren Störung fällt etwa mit 62 bis 89°, die der westlicheren mit 71 bis 80° nach Westen hin ein. Beide Störungsflächen sind freigelegt und – anders als im unteren Teil des Steinbruchs (DITTRICH 2012: S. 126f.) – gefahrlos zu untersuchen gewesen.

Auf beiden Störungsflächen existieren deutliche Gleitstriemen. Es sind nicht etwa solche, die eine Abschiebungsbewegung abbilden, sondern in etwa horizontal verlaufende. Diejenigen der westlichen Störung sind sehr deutlich entwickelt und schwach nach Norden hin geneigt, um etwa 3 bis 7° (Abb. 60). Diejenigen der östlichen Störung hingegen sind eher unregelmäßig und überwiegend nahezu horizontal ausgebildet, manche der Striemungen zeigen jedoch eine sehr schwache nordwärtige Neigung.

Eine erneute Begehung fand im Februar 2013 statt. Bessere Lichtverhältnisse und ein stärkerer Zerfall der Gesteinspartien im Nahbereich der Störungsflächen ermöglichten zusätzliche Beobachtungen. Auf beiden Störungsflächen existiert eine zweite Schar von Linearen, welche deutlich stärker nach Norden einfallen. An der östlichen Fläche sind sie etwa mit 25° geneigt, an der westlichen mit 25 bis 30°. Es könnte sich um die Spuren einer nachfolgenden Reaktivierung dieser Bewegungsflächen handeln. Auch fanden sich mehrere interferierende horizontale Bewegungsbahnen in 20 bis 24°-Richtung, die die beiden genannten Störungsflächen teilweise durchsetzen (Abb. 60 b). Streckenweise wird der Verlauf der anstehenden Störungsflächen von dieser Flächenschar bestimmt. In diesen Abschnitten sind die Striemungen durchschnittlich mit 20° in nördliche Richtung geneigt. Nach Norden zu laufen die 20 bis 24°-streichenden Störungslinien auf die Steinbruch-Rückwand zu. Dort sind an dieser Flächenschar zahlreiche Schrägklüfte ausgeprägt, mit zwei gegensinnigen Einfallrichtungen, die eine auffällige kleintektonische Ausgestaltung der dortigen Unterkeuper-Sandsteine bewirken (Abb. 59 a, b).

Die Gesamtheit der tektonischen Beobachtungen in dieser Steinbruch-Lokalität ist also sehr komplex. Es handelt sich aber generell um rheinische Bewegungsbahnen, wie sie auch im unteren Steinbruchbereich nachgewiesen werden konnten. Die Neigung der Gleitstriemen zeigt, dass es sich um Schrägabschiebungen handelt, bei denen sich relativ geringe vertikale Versatzkomponenten zu weitaus größeren Horizontalkomponenten addieren. Faserharnische und Riedelscherflächen konnten daran nicht aufgefunden werden. Die Gesamtgeometrie deutete jedoch auf einen dextralen Bewegungssinn, da die westlichen Tiefschollen offenbar nach Norden und dabei ein wenig nach unten bewegt worden sind.

Im unteren Steinbruchteil (Kap. 6.2.3.) hatten sich überdies rheinisch streichende Schrägklüfte auffinden lassen, die primär im Zusammenhang mit Abschiebungstek-



Abb. 59 a, b: Oben: Die im Steinbruch Hippert freigelegte Top-Fläche des Oberen Muschelkalks wird durch zwei Störungen treppenartig zur Mosel hin abgesetzt.
Unten: Durch Schrägklüfte bzw. Kleinstörungen bedingte Schollentektonik an der nördlichen Steinbruchrückwand.



Abb. 60 a,b: Oben: Subhorizontale Striemen an den Störungsflächen zweier Schrägabschiebungen im Steinbruch Hippert (vgl. Abb. 59a).

Unten: Die subvertikale Störungsfläche wird von einer stärker einfallenden Störungsfläche überlagert. Darauf sind deutlich stärker nach Norden geneigte Striemen zu erkennen.

tonik entstanden sind und später als horizontale Bewegungsbahnen überprägt worden sind. Demnach hat die Horizontalbewegung zumindest teilweise später als die Vertikaltektonik stattgefunden.

Rheinisch ausgerichtete Brüche, welche hätten sekundär horizontal überprägt werden können, sind im Umfeld des Steinbruchs kein übliches und weitverbreitetes strukturelles Phänomen. KULKE (1963) hatte bei immerhin 239 Kluftmessungen im moselwärtigen früheren Teil dieses Steinbruchs ausschließlich 130 bis 150°- und 35°-Richtungen angetroffen. Auch in der Region Sinz-Oberleuken wurden von ihm ausschließlich diagonal und variszisch streichende Klüfte und die dazu konjugierten Richtungen eingemessen (n = 281). Rheinische Richtungen fehlten völlig. Offenbar steht in dieser Region das beschriebene lokale Vorhandensein von rheinischen Kleinabschiebungen und Klüften in direktem genetischen Zusammenhang mit der dortigen dextralen Scherungstektonik.

Es ist allerdings wahrscheinlich, dass sich die dextrale Scherbeanspruchung der Trier-Luxemburger Bucht über eine längere Zeitspanne hindurch abspielte. Die rechtehändigen horizontalen Verschiebungsweiten von bis zu 3,5 km, die im Norden der Trierer Bucht dokumentiert sind, können nicht kurzfristig entstanden sein. Altersmäßig sind diese Horizontalverschiebungen an rheinischen Bruchlinien von DITTRICH (2009: Abb. 18 und 20) ins höhere Oligozän gestellt worden. Das damalige Spannungsfeld war durch eine maximale horizontale Kompression (σ_1) in Nordost-Südwest-Richtung und eine Dehnung (σ_3) in Nordwest-Südost-Richtung gekennzeichnet. Im Pariser Becken ist es zu dieser Zeit (Chatt) zu erheblicher Abschiebungstektonik an Nordost-Südwest streichenden Störungslinien gekommen. In der Messlokalität Hipper kam also zur kompressiven Beanspruchung auch eine gewisse Absenkung im Westen hinzu, was sowohl Abschiebungen als auch etwas schräg verlaufende Horizontalbewegungen begünstigte. Im Detail kann es sich auch um einen mehrphasigen, jeweils etwas unterschiedlich abgelaufenen Prozess gehandelt haben. Die verschiedenen ausgeprägten Gleitströmungen der Störungen bilden eine solche Mehrphasigkeit mit variierenden Relativbewegungen deutlich ab.

Im Februar 2013 waren im südlichsten Teil der Erweiterungsfläche an der westlichen Störungsfläche kleinere Ausbrüche zu erkennen. Verursacht wurden sie von einer etwa 20°-streichenden Scherflächenschar, die bis etwa 5° nach SSW einfallende sinistrale Bewegungsspuren trug (Abb. 61). Im unmittelbaren Kontakt mit der oben beschriebenen dextralen Bewegungsbahn schwenkten sie in deren „steiler streichende“ 5 bis 13°-Richtung ein. Ihr umgekehrter Bewegungssinn und auch ihre entgegengesetzte Einfallrichtung zeigten deutlich, dass es sich nicht um Riedelflächen zur dextralen Scherbahn handeln kann. Es sind Spuren einer älteren Deformation. Durch die dextrale Bewegungen sind sie im unmittelbaren Nahbereich der neuen Bewegungsfläche zunächst etwas verbogen und dann schließlich durchtrennt worden.

Zahlreiche völlig neue tektonische Befunde stammen aus dem alten Muschelkalk-Steinbruch bei Freudenburg (Abb. 62). Die Lokalität liegt im südlichen Saargau, nahe der saarländischen Grenze, und ist heute Teil des Naturschutzgebietes Eiderberg. Abgebaut wurden hier früher die Dolomite des Oberen Muschelkalks (tieferer Teil der Trochitenschichten, mo1).

Ein großer Felssporn im hinteren Nordwestteil des Steinbruchs wird begrenzt durch eine auffällige, etwa 34°-streichende Großkluft. Der Dolomit ist daran ockergelb verwittert. Ausbrüche zeigen eine schräg dazu verlaufende 45°-Kluftrichtung an. Wegen der starken Verwitterung der Außenfläche, die die horizontale Lineation der Schichtung herauspräpariert hat, ist nicht gesichert, ob es sich hier um eine gewöhn-



Abb. 61a,b: Oben: Kleine Ausbrüche an der westlichen dextralen Bewegungsbahn im Steinbruch Hippert, bedingt durch sinistrale Scherflächen (Fund: A. WEHINGER/LGB Mainz).

Unten: Detailaufnahme derselben Stelle. Die sinistralen Lineare fallen etwa 5° nach Süden hin ein und sind im Nahbereich der dextralen Durchtrennung sekundär verbogen.

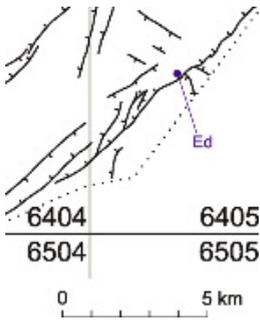


Abb. 62: Tektonische Position des ehemaligen Muschelkalk-Steinbruchs auf dem Eiderberg bei Freudenburg (Ed), in Ergänzung zu Abb. 38 (die NW-SE-streichenden, SW-absetzenden Störungen sind aufgrund von neueren hydrogeologischen Befunden im Leukbachtal verlängert worden).

liche, wenn auch etwas markantere Klufffläche oder aber um eine horizontale Bewegungsfläche handelt. Wenige Meter nördlich davon existiert eine Nordwest-einfallende Schrägkluff, die die nahegelegene diagonale Großstörung an der Nordwest-Abdachung der Siercker Schwelle begleitet. Unmittelbar an (bzw. über) dieser Schrägkluff zeigt sich ein relativ engständig geklüteter Bereich, in dem auch eine bogig geschwungene, etwa 50°-streichende deutliche Klufffläche auftritt. Die Form dieser Fläche und die darauf auftretenden horizontalen Striemungen charakterisieren sie als horizontale Bewegungsbahn. Wenn sich in dieser bogenförmigen 50°-Fläche die Haupttrichtung abbildet – was wahrscheinlich ist (vgl. dazu etwa Kap. 4.2.3.) – und die vorgenannten 34°- und 45°-Klüfte deren Riedelflächen darstellen, wäre daraus ein



Abb. 63: Lehmiige Verkarstungszone in einer Nische der Nordwand des Steinbruchs Freudenburg. Oben rechts im Bild sind auf den freiliegenden Kluffflächen vage die Spuren der 140°-streichenden Horizontalbewegung zu erkennen.

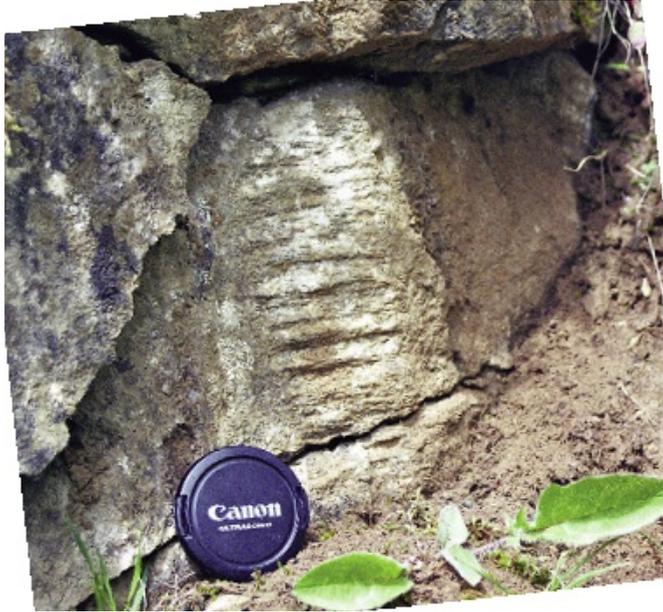


Abb. 64: Horizontale Rillungen auf einer Klufffläche im Muschelkalk-Steinbruch Freudenburg. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um sogenannte „Slickolite striae grooves“.

sinistraler Bewegungssinn abzuleiten (vgl. Abb. 23 in Teil I). Bei früheren Kluffmessungen in diesem Aufschluss (SCHUNCK 1979, n = 150) hatte sich die 50 bis 60°-Richtung als ein deutliches Maximum abgezeichnet.

Mehrere Meter weiter nördlich bildet die Steinbruchwand eine weiträumige Nische aus, mit einer auffälligen lehmigen Verkarstungszone (Abb. 63). Diese streicht schätzungsweise 140 bis 155°. In deren Umfeld sind mehrere horizontaltektonische Phänomene zu beobachten. Zum einen sind dies Scherflächen in 140°-Richtung. Vereinzelt sind daran reliktsche Kalzittapeten zu beobachten. Der Bewegungssinn konnte nicht bestimmt werden. Zum anderen sind zahlreiche Flächen mit akkuraten Rillungen entwickelt, bei denen es sich wohl um „Slickolite striae grooves“ handelt (Abb. 64). Sie verlaufen in 175°-Richtung. Auch die 170°-Streichrichtung ist vertreten, diese ist teilweise etwas undeutlicher entwickelt. Gemäß der in Kap. 4.2.7. dargelegten Genese dieser Strukturen als eine spezielle Form von Horizontalstylolithen entlang von präexistierenden Kluffflächen müsste sich daraus eine Kompression in NNW-SSE-Richtung ableiten lassen.

Es liegt nahe, die auffällige Verlehmungszone als Resultat einer horizontaltektonischen Scherzone zu interpretieren. Die Zerrüttung des Materials und der dadurch verbesserte Zutritt von Grund- und Oberflächenwässern hätten im Bereich der Bewegungsbahn eine intensiviertere Dolomitverwitterung und den Abtransport von gelöstem Karbonat ermöglicht. Ein gewisses Alter dieser Bewegungen ist aufgrund der starken Verkarstung wahrscheinlich. Ein alttertiäres oder sogar spätmesozoisches Alter kommt in Frage.

Auch weiter abseits der Verlehmungszone existiert jedoch ein hoher Verwitterungsgrad. Dieses kleine Vorkommen von Oberem Muschelkalk bei Freudenburg ist

allein schon wegen der Anhebung des Hunsrücks im Nordosten und des Hochgebietes der Siercker Schwelle im Süden schon relativ lange exponiert. Dementsprechend lang andauernd konnte hier ein Zersatz der Dolomite stattfinden (vgl. auch WAGNER 1984: Abb. 3). Dabei ist es zu einer wechselnd intensiven Desintegrierung der anstehenden mol-Dolomite in Annäherung an ein loses Einzelkorngefüge gekommen („Vermehrung“). Die Dolomite haben eine orange-gelbliche oder ockerbraune Färbung angenommen und „sanden“ oder „silten“ stark ab. WAGNER (1984: Tafel 1 und 1987: Tafel II) dokumentierte aus diesem Steinbruch einen Dolomit, der entlang von Klüften zu faserig-feinkristallinem Kalzit umgewandelt ist. Im Dünnschliff zeigte sich eine resultierende limonitisch-kalzitische Verwitterungskruste. Darunter deutete sich bereits der Zersatz des (intraklastenführenden) Dolomits in sandkorngroße Einzelkörner an. Die topographische Karte (TK 25) vermerkt im Steinbruchbereich „Kalkstein“, historische Brennöfen lassen ebenfalls auf eine graduelle Dedolomitisierung schließen.

An einem Sporn der Steinbruch-Südwand war überdies eine engständige Klüftung mit einer sinistralen subhorizontalen Harnischbildung aufzufinden. Ihr Streichen beträgt 167° , die Lineare sind mit 3° nach NNW hin geneigt.

Die vorhandenen tektonischen Informationen im Bereich dieses gut erschlossenen alten Steinbruchs sind keineswegs komplett erhoben worden. Der Zeitrahmen dieser Publikation sowie wiederholt sehr ungünstige Rahmenbedingungen bei den Begehungen (dichter Nebel, Starkregen) ließen dies nicht zu. Eine erweiterte strukturgeologische Untersuchung dieser Lokalität – durch universitäre Arbeitsprojekte etwa – wäre lohnend.

Weitere neue Tektonik-Befunde existieren von Wellen, aus dem Dolomitbergwerk der TKDZ. Sie stammen von WAGNER (2012). In einer Abbildung im Anhang eines Gutachtens zum neuen Abbaufeld Ost wurden horizontale Relativbewegungen darge-

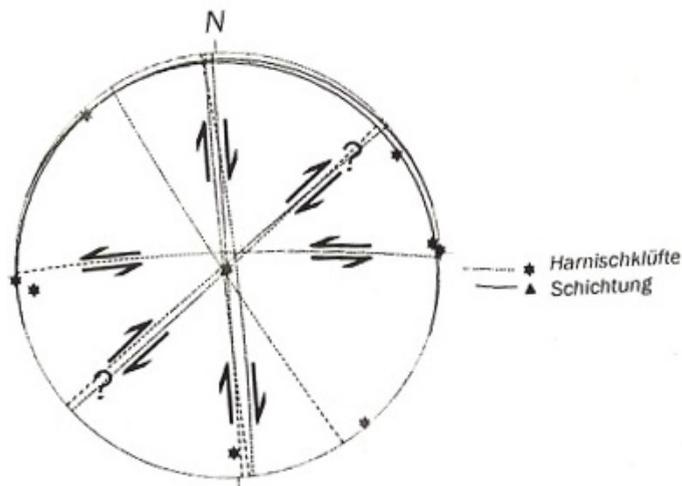


Abb. 65: Raumlage von „Harnischklüften“ im aktuellen Abbaufeld Ost des Mittleren Lagers der TKDZ/Wellen und die ihnen zugeordneten horizontalen Relativbewegungen (Lagenkugelprojektion, Großkreise und Flächenpole; Darstellung aus WAGNER 2012).

stellt. Diese seien entlang von „Harnischklüften“ erfolgt. Weitere Angaben zu deren Beschaffenheit fehlen. Mehrere unterschiedliche Bewegungsflächen sind – nicht näher erläutert – dokumentiert worden (Abb. 65). Dextrale Relativbewegungen vollzogen sich entlang von etwa Nord-Süd (NNW-SSE: 176°, 177°, 179°) und wahrscheinlich auch entlang von etwa Nordost-Südwest (50°, 52°) streichenden Klüften. Ein sinistraler Bewegungssinn wurde etwa Ost-West (91°) streichenden Klüften zugeordnet. Darüber hinaus sind etwa 150° streichende „Harnischklüfte“ verzeichnet, deren Bewegungssinn offen blieb. Das Einfallen aller Klüfte ist nahezu senkrecht.

Nachfolgend sollen diese Befunde mit den in Kap. 6.2.1. dargelegten eigenen Messwerten aus dem Bergwerk Wellen verglichen werden. Die etwa Nord-Süd streichenden „Harnischklüfte“ von WAGNER sind wohl zu den zwischen 0° und 25° schwankenden selbst gemessenen Bewegungsflächen zu gruppieren. Deren Bewegungssinn war 2009 und 2011 offen geblieben. Nach der hier neu dargestellten dextralen Charakteristik (günstigere Beobachtungsbedingungen?) könnten sie eventuell alle in dieser Weise interpretiert werden. Unter den selbst beobachteten Klüften waren auch in typischer Weise S-förmig gebogene Bewegungsflächen mit einem Streichen von 10° und 16° gewesen. Auch cm-eng gescharte Horizontalharnischflächen in 176°-Richtung waren bereits dokumentiert worden.

Die von WAGNER (2012) dargestellten 150°-„Harnischklüfte“ ohne bestimmbareren Bewegungssinn erinnern an die selbst gefundenen sinistralen Scherklüfte im Richtungsbereich von 152 bis 164 (170°?). Überdies waren früher bereits nicht näher bestimmbarere Horizontalharnischflächen in 141°- bis 144°-Richtung eingemessen worden.

Die 50° bis 52°-Kluftrichtung mit vermutlichem dextralen Bewegungssinn bei WAGNER ähnelt dem eigenen 60°-Harnischmesswert, dessen ursprünglich notierter sinistraler Bewegungssinn später in Frage gestellt wurde (Slickolite-Fläche?, vgl. Kap. 6.2.1.). Die sinistrale Ost-West-Richtung von WAGNER schließlich repräsentiert eine neue, bislang nicht in Wellen registrierte Flächenschar.

Insgesamt bestätigt sich erneut die Vielgestaltigkeit der horizontaltektonischen Gefügemerkmale im Wellener Bergwerk. Offenbar haben sich hier die Spuren zahlreicher nacheinander stattgefundener Beanspruchungsmuster erhalten. Zu deren Rekonstruktion gilt es nun, diese Spuren zu ordnen. Unsicherheiten bei der Identifikation von Klufflächen mit Faserharnischen oder Gleitstriemen und solchen, die die anders auszuwertenden Slickolites tragen (Kap. 4.2.2. und 6.2.1.), erschweren dies jedoch.

7. Rekonstruktion von Bewegungsabläufen

In den nachfolgenden Kapiteln wird jeweils eine Matrix mit tektonischen Piktogrammen vorangestellt. Sie dienen zur Übersicht über die so zahlreichen Geländebeobachtungen, die in den vorangegangenen Teilen I und II dieser Publikation detailliert dargelegt worden sind. Sie sollen die jeweiligen tektonischen Gegebenheiten in eine optisch prägnante Kurzform bringen.

Generell unterschieden werden die Kategorien KMP (Kompressionen), SIN (sinistrale Horizontalbewegungen), DEX (dextrale Horizontalbewegungen) und UNB (horizontale Relativbewegungen mit unbestimmtem Bewegungssinn). Die Markanz der jeweils beobachteten Phänomene wird durch die Schreibweise des Symbols in den Matrix-Feldern angedeutet. Fettdruck, Normaldruck und schließlich In-Klammer-Stellung indizieren abnehmende Bedeutsamkeit. Die letztgenannte Schreibweise wird für eher vage ausgeprägte Phänomene oder solche mit nur sehr wenigen Messwerten bzw. Beobachtungen verwendet. Beigefügt ist eine Nummerierung, unter der im nachfolgenden Text ein Kurz-Referat der betreffenden tektonischen Situation und ein Ver-

weis zu den bereits gelieferten genaueren Beschreibungen erfolgen. Sofern es sich nicht ausschließlich um eigene Beobachtungen handelt, werden deren Autoren aufgeführt. Eventuelle Besonderheiten werden unter dem Punkt Anmerkungen nachgestellt.

Die Reihenfolge der Matrixfelder pro Kategorie wird durch die Himmelsrichtungen bestimmt, ihre Anordnung folgt dem Uhrzeigersinn (0 bis 180°). Bei weniger genauen Richtungsbefunden steht in den Feldern keine Grad-Zahl, sondern nur eine Kurzbenennung der Himmelsrichtungen. Wenn die erfassten Lineare (Faserharnische, Striemen oder Slickolite-Zapfen) ein Einfallen aufwiesen, wird dies durch einen entsprechenden Richtungspfeil angezeigt. Liegt eine quantitative Erfassung des Einfallens vor, so erscheint eine Zahlenangabe.

7.1. Einengungsprozesse

In diesem Kapitel werden geologische Hinweise behandelt, die geeignet sind, ehemalige Schubspannungen zu rekonstruieren. Unterschieden wird zwischen konkreten Aufschluss-Daten (Kap. 7.1.1.) und Hinweisen, die aus Geologischen Karten abgeleitet wurden (Kap. 7.1.2.).

7.1.1. Unmittelbare Geländebefunde

Hinweise auf Kompression sind aufgeschlossene Aufschiebungen, klein- und mitteldimensionale Falten, horizontal orientierte Stylolithenzapfen und eine In-situ-Spannungsmessung. Ferner sind Hinweise berücksichtigt worden, die aus möglichen „Slickolite striae grooves“ im Sinne von RAMSAY & HUBER (1987) resultieren. Die Signatur der betreffenden Matrixfelder ist mit einem Sternchen gekennzeichnet (Abb. 66). Die Genese dieser Strukturen ist bereits in Kap. 4.2.7. umrissen worden. Sie sind als eine besondere Form von Horizontalstylolithen zu betrachten, die durch Kompressionseinwirkung auf präexistierenden Klufflächen entstanden. Sie bildeten sich dann, wenn die ältere Kluffschar in etwa parallel zur Kompressionsrichtung orientiert war. Eine weitere Voraussetzung für die Bildung solcher Slickolite-Rillungen ist eine gewisse Versenkungstiefe mit entsprechenden Drucklösungsprozessen.

- KMP1

(Einführung in Teil III). Autoren: KULKE (1963) und D. DITTRICH. Dolomitsteinbruch Hippert/Schloss Thorn bei Palzem, Oberer Muschelkalk: Etwa Ost-West-streichende Antiklinale bis über die Mosel hinweg, nach Westen hin abtauchend. (N-S-Kompression).

Anmerkungen: Westwärtige Neigung der Antiklinale wegen junger Anhebung der Hunsrück-Region.

- KMP2

(Kap. 6.1.2.: S. 109f). Autor: SCHRÖDER (1964). Weg vom Rosen-Berg nach Tawern, über der Merten-Mühle, Mittlerer Buntsandstein: Kleine, 97°-streichende 30 cm-Aufschiebung. Die mit braunroten Eisenverbindungen bezogene Störungsfläche fällt mit 86° nach Norden ein, Hochscholle im Norden. (NNE-SSW-Kompression, etwa 7°).

Anmerkungen: Aufschiebung von einer jüngeren, 38°-streichenden Abschiebung durchschlagen.

- KMP3

(Kap. 6.1.1.: S. 105 + Abb. 41). Autoren: LUCIUS (1948) und D. DITTRICH: Hanganschnitt Landstraße Wasserbillig–Givenich, Unterkeuper: Tektonische Kleinfalten und mindestens eine (nordeinfallende) Aufschiebung im Meter-Bereich. (Kompression in N-S- bis NNE-SSW-Richtung).

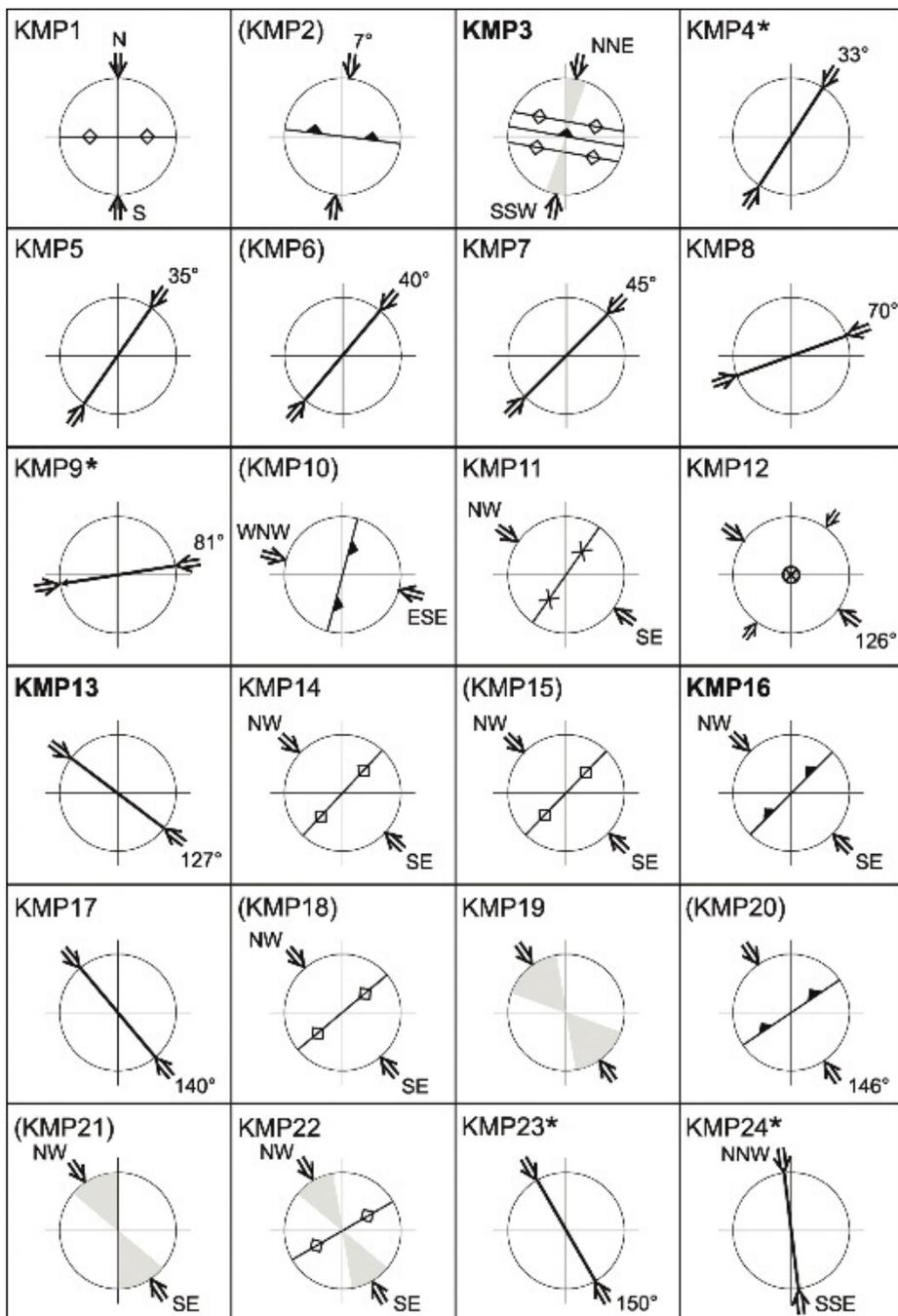


Abb. 66: Matrix der im Aufschluss ermittelten Kompressionsrichtungen (Erläuterungen im Text).

Anmerkungen: Verfaltete und bruchtektonisch komprimierte Profilstrecke von mindestens einer jüngeren Abschiebung durchsetzt.

- KMP4

(Kap. 6.2.3.: S. 132). Ehemaliger Steinbruch am Nordhang des Thornkopfs, Oberer Muschelkalk: Südost-einfallende, 15 bis 39°-streichende Schrägklüfte. Auf den Klufflächen horizontal ausgerichtete Rillen (Slickolite striae grooves). (NNE-SSW-Kompression, etwa 33°).

- KMP5

(Kap. 6.1.4.: S. 117 + Abb. 48). Autor: WAGNER (1967): Unmittelbar südlich und südöstlich des luxemburgischen Staatsgebietes: 30 bis 40°-streichende Zapfen von Horizontalstylolithen. (NE-SW-Kompression, 35°).

- KMP6

(Kap. 6.1.4.: S. 117 + Abb. 48). Autor: WAGNER (1967): Ost-Frankreich, westlich von Nancy, unmittelbar westlich der Maas: 40°-streichende Zapfen von Horizontalstylolithen. (NE-SW-Kompression, 40°).

Anmerkungen: Wegen der Entfernung vom eigentlichen Untersuchungsgebiet ist das Symbol in Klammern gesetzt.

- KMP7

(Kap. 6.1.4.: S. 117 + Abb. 48). Autor: WAGNER (1967). Bereich Palzem/Obermosel, Oberer Muschelkalk: 45°-streichende Zapfen von Horizontalstylolithen. (NW-SE-Kompression, 45°).

- KMP8

(Kap. 6.1.4.: S. 117 + Abb. 48). Autor: WAGNER (1967). Bei Grevenmacher/Obermosel, Oberer Muschelkalk: 70°-streichende Zapfen von Horizontalstylolithen. (WSW-ENE-Kompression, 70°).

- KMP9

(Kap. 4.2.5.: S. 61 + Abb. 27). Steinbruch Kersch ([11] in Abb. 36), Unterer Muschelkalk: Prägnante 80 bis 82°-streichende Schrägklüfte, Flächen mit 60 bis 80° nach Norden einfallend. Darauf subhorizontale Rillungen (Slickolite striae grooves?), schwach nach Westen geneigt. (WSW-ENE-Kompression, etwa 81°).

- KMP10

(Kap. 6.1.2.: S. 109). Autoren: SCHRÖDER (1964) und D. DITTRICH. Weg vom Rosen-Berg nach Tawern, über der Merten-Mühle, Mittlerer Buntsandstein: 10 bis 20°-streichende 50 cm-Aufschiebung erschlossen. Die Hochscholle liegt im Südosten, die Störungsfläche steht nahezu saiger. (WNW-ESE-Kompression, etwa 105°).

- KMP11

(Kap. 6.1.2.: S. 113). Autor: KULKE (1963). Nördlich Stadtbredimus, Baugrube bei der Staustufe Palzem, Oberer Muschelkalk: Aufgeschlossene, wenige Zehner Meter große Muldenstruktur. Ihre beiden Flanken fielen mit etwa 5° ein, das Achsenstreichen betrug etwa 35°. (NW-SE-Kompression, etwa 125°).

- KMP12

(Kap. 6.1.4.: S. 117f). Autor: GREINER (1978). Messung der In-situ-Spannung in einem Dolomit bei Nennig: 126°-Ausrichtung der größten Hauptnormalspannung σ_1 . Beide Hauptspannungsrichtungen σ_1 und σ_2 sind positiv und liegen in der horizontalen Ebene. Es dokumentiert sich somit ein ausgeprägtes kompressives Regime. (126°-Kompression).

- KMP13

(Kap. 6.1.4.: S. 117 + Abb. 48). Autor: WAGNER (1967): Region von Grevenmacher, Palzem und Wasserliesch/Obermosel, Oberer Muschelkalk: 125 bis 128°-streichende Zapfen von Horizontalstylolithen. (NW-SE-Kompression, etwa 127°).

- KMP14
(Kap. 6.1.2.: S. 111 + Abb. 43). Autor: GITTINGER (1964). Baugrube Staustufe Grevenmacher, westlich vom Bahnhof Wellen, Oberer Muschelkalk: Etwa NE-SW-streichende Kleinfalte. (NW-SE-Kompression).
- KMP15
(Kap. 4.2.7.: S. 73). Südwestlich der Aacher Höhe ([16] in Abb. 36), Grenzbereich Oberer Muschelkalk/Unterer Keuper: Eine dm-große Kleinfalte unmittelbar südöstlich einer nordwest-abschiebenden Kleinstörung. (NW-SE-Kompression).
- KMP16
(Kap. 4.1.: S. 35 + Abb. 7). Autor: GREBE (1892). Straße nach Bruch, 1 km östlich von Arenrath: Erschlossene, etwa 45°-streichende Aufschiebung. Unterdevon im Westen ist um etwa 20 bis 30 m auf Mittleren Buntsandstein im Osten geschoben. Die Störungsfläche fällt mit etwa 50° nach Nordwesten ein. (NW-SE-Kompression).
Anmerkungen: Da die Beschaffenheit der Störungsfläche selbst unbekannt ist, können horizontale Bewegungskomponenten nicht ausgeschlossen werden (Schrägaufschiebung?). Die Kompressionsrichtung kann daher nicht gradgenau abgeleitet werden.
- KMP17
(Kap. 6.1.4.: S. 117 + Abb. 48). Autor: WAGNER (1967). Im äußersten Südwesten von Luxemburg: 140°-streichende Zapfen von Horizontalstylolithen. (Kompression 140°).
- KMP18
(Kap. 6.1.2.: S. 114 + Abb. 43). Autor: GOOS (1965). Moselhafen bei Mertert, Unterer Mittelkeuper: Kleinfaltung mit 50°-streichenden Achsen. (NW-SE-Kompression, etwa 140°).
- KMP19
(Kap. 6.1.2.: S. 112f + Abb. 46). Autor: HEITEL (1964). Straßenböschung am Mettfels (WNW-ESE-Anschnitt), westlich von Wincheringen, Mittlerer Muschelkalk: Im Nahbereich einer Störung saigere Schichtung aufgrund von sekundärer Anpressung an eine präexistierende, 55°-streichende Flexur. (Kompression in NW-SE-, WNW-ESE- oder NNW-SSE-Richtung).
- KMP20
(Kap. 4.2.7.: S. 73). Baustelle des Hochbehälters Igel ([15] in Abb. 36), Unterkeuper: 56°-streichende Aufschiebung im Meter-Bereich, Störungsfläche mit etwas über 80° nach Nordwesten einfallend. (NW-SE-Kompression, etwa 146°).
Anmerkungen: Die komplexen Lagerungsbedingungen waren aufgrund von lückenhaften Aufschlussbedingungen nicht völlig zweifelsfrei festzustellen.
- KMP21
(Kap. 4.2.7.: S. 73). Baustelle des Hochbehälters Igel ([15] in Abb. 36), Unterkeuper: Andruck-bedingte Kleinfalte südöstlich einer ungefähr 56°-streichenden Störung (NW-SE-Kompression).
Anmerkungen: Die komplexen Lagerungsbedingungen waren aufgrund von lückenhaften Aufschlussbedingungen nicht völlig zweifelsfrei festzustellen.
- KMP22
(Kap. 4.2.7.: S. 73). Industriegebiet zwischen Sirzenich und Neuhaus ([17] in Abb. 36), Grenzbereich Oberer Muschelkalk/Unterer Keuper: Eine einige Zehner Meter breite Antiklinalstruktur. An den Flanken Einfallwerte von bis zu 30°. Die nach WSW abtauchende Achse verläuft etwa parallel zu einer langen 60°-streichenden Störungslinie südlich davon. (NNE-SSW-Kompression).
- KMP23
(Kap. 4.2.7.: S. 72f). Autor: K. REICHERTER. Eurener Tal ([14] in Abb. 36), Schlucht im Nahbereich von zwei Störungen, Oberer Muschelkalk: Auf Kluffflächen sehr zahlrei-

che 150°-streichende (sub-)horizontale Stylolithen-Rillungen überprägt (Slickolite striae grooves). Slickolite-Zapfen fehlen weitestgehend (starke syngenetische Karbonat-Abfuhr oder /und spätere Verwitterungsprozesse). (150°-Kompression).

Anmerkungen: Eingemessene alte Einengungsrichtung (σ_1) unter dem Vorbehalt einer gewissen Rückrotation von tektonischen Einzelschollen im Aufschlussbereich.

- KMP24

(Einführung in Teil III + Abb. 64). Ehemaliger Steinbruch bei Freudenburg (Abb. 62), Oberer Muschelkalk: Nahe der auffälligen Verkarstungszone zahlreiche 175°-streichende Flächen mit deutlichen horizontalen Rillungen (Slickolite striae grooves). Auf 170°-Flächen sind sie undeutlicher entwickelt. (NNW-SSE-Kompression, etwa 173°).

Nachfolgend werden Kompressionshinweise angeführt, die indirekt aus deutlich dokumentierten Dehnungsrichtungen abzuleiten sein könnten. Die jeweils im rechten Winkel dazu anzunehmenden, zunächst noch hypothetischen Kompressionsrichtungen sind in einer eigenen Matrix dargestellt und mit der Kennung KMPD versehen worden.

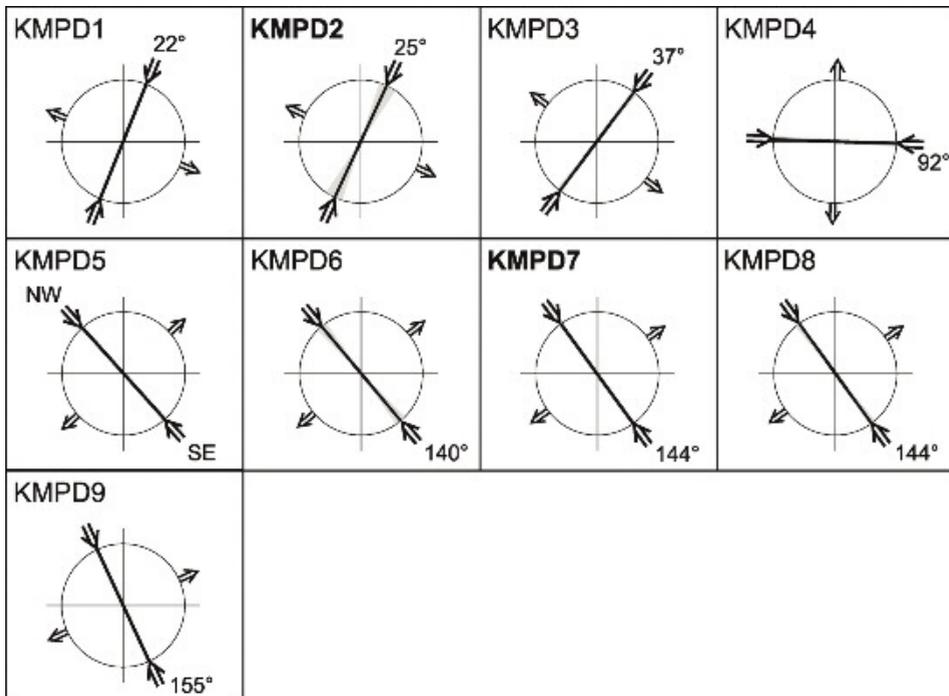


Abb. 67: Matrix der im Aufschluss ermittelten indirekten Hinweise auf mögliche Kompressionsrichtungen (Erläuterungen im Text).

- KMPD1

Autor: GRONEMEIER (1976: Abb. 14 und 16). Steinbruch Knaf südöstlich von Ernzen, Ferschweiler Plateau, Luxemburger Sandstein: Zahlreiche besonders weit (bis über 10 cm) klaffende Klüfte 1. Ordnung, 20 bis 30°-streichend (Durchschnitt etwa 22°), teil-

weise mit Kalzit- und (untergeordnet) FeOOH-Beschlägen. Dehnung in 112°-Richtung, Kompression senkrecht dazu (22°).

- KMPD2

(DITTRICH 2009: S. 106 + Abb 21). Dolomitsteinbruch Meckel, Oberer Muschelkalk: Um 25° (18 bis 34°) streichende tertiäre Karstschlotten, mit bis über 50 cm breiten Klufterweiterungen. Dehnung in 115°-Richtung, Kompression senkrecht dazu (25°).

- KMPD3

Autor: GRONEMEIER (1976: Abb. 15). Steinbrüche westlich Ferschweiler, Ferschweiler Plateau, Luxemburger Sandstein: Auffällig weites Klaffen (bis über 10 cm) von 35 bis 40°-streichenden Klüften 1. Ordnung. Dehnung in 127°-Richtung, Kompression senkrecht dazu (37°).

- KMPD4

Autor: GRONEMEIER (1976: Abb. 14). Aufschlüsse Ferschweiler Plateau, Luxemburger Sandstein: Weites Klaffen von 90 bis 95°-streichenden Klüften 1. Ordnung, vereinzelt FeOOH-Kluftbeschläge. Dehnung in N-S-Richtung, Kompression senkrecht dazu (etwa 92°).

- KMPD5

(Kap. 6.1.4.: S. 118f). Autorinnen: RÖBLE (1997) und D. DITTRICH. Ost-West-ausgerichtete Aufschlusswand einer Baugrube in Niedersöst/Saargau (Abb. 38), Unterer Keuper: Zerstückelung und Verstellung einer Dolomitbank innerhalb eines sonst eher mergeligen Gesteinsverbandes durch sehr starke Dehnung.

Anmerkungen: Die konkrete Aufschlussituation wäre sowohl durch eine Dehnung in NW-SE-Richtung als auch in NE-SW-Richtung zu erklären. Andere lokale tektonische Befunde und die geometrische Gesamtsituation machen die zweite Möglichkeit wahrscheinlicher. (NW-SE-Kompression).

- KMPD6

Autor: GRONEMEIER (1976: Abb. 14). Aufschlüsse Ferschweiler Plateau, Luxemburger Sandstein: Im Bereich um 140° zahlreiche weit klaffende Klüfte, teilweise auch mit FeOOH-Beschlägen. Dehnung in 50°-Richtung, Kompression senkrecht dazu (140°).

- KMPD7

(Kap. 3.1.: S. 30). Autoren: M. WEIDENFELLER (in DITTRICH 2011b) und D. DITTRICH. Nordostwärts gerichtete, 144°-streichende Abschiebung von maximal 6 m. Junge synsedimentäre Mobilität nachgewiesen durch eine mächtigere Niederterrasse auf der Tiefscholle und eine andere fluviale Dynamik auf der Hochscholle. Dehnung 54°, Kompression senkrecht dazu (144°).

Anmerkungen: Nur die Vertikalkomponente entlang der 144°-Störung konnte erfasst werden. Die Störungsfläche selbst war nicht erschlossen. Eine zusätzliche Horizontalkomponente der Bewegung ist somit nicht auszuschließen (Kap. 7.5.).

- KMPD8

(Kap. 4.2.2.: S. 45f). Südost- und Süd-Teil des Steinbruchs Eßlingen ([8] in Abb. 36), Oberer Muschelkalk: Markante Kluftmineralisation auf freigelegten Schichtflächen erkennbar, zahlreiche Klüfte mit bräunlichen Füllungen aus Eisenmineralen, bis 2 cm dick. Streichwerte zwischen 140 und 146° (Durchschnitt etwa 144°). Dehnung in 54°-Richtung, Kompression senkrecht dazu (144°).

- KMPD9

(Kap. 4.2.5.: S. 66 + Abb. 30). Steinbruch Kersch ([11] in Abb. 36), Unterer Muschelkalk: Etwa 155° streichende, Kalzit-beschlagene Großklüfte, bis 5 cm weit geöffnet. Dehnung in 65°-Richtung, Kompression senkrecht dazu (155°).

7.1.2. Hinweise aus Geologischen Karten

Klein- und mitteldimensionale Faltenstrukturen, die in Aufschlüssen erkannt werden können, sind in Kap. 7.1.1. behandelt worden. Größere Verbiegungen im Bereich von Hunderten von Metern zeichnen sich im geologischen Kartenbild und in den entsprechenden Schichtlagerungskarten ab. Nachfolgend werden daraus vier weitere Datenfelder für die Matrix der Kompressionsrichtungen abgeleitet (Abb. 68). In drei Fällen (KMP25 bis KMP28) sind dabei mehrere Sattel- und Muldenachsen zusammenfassend ausgedeutet worden.

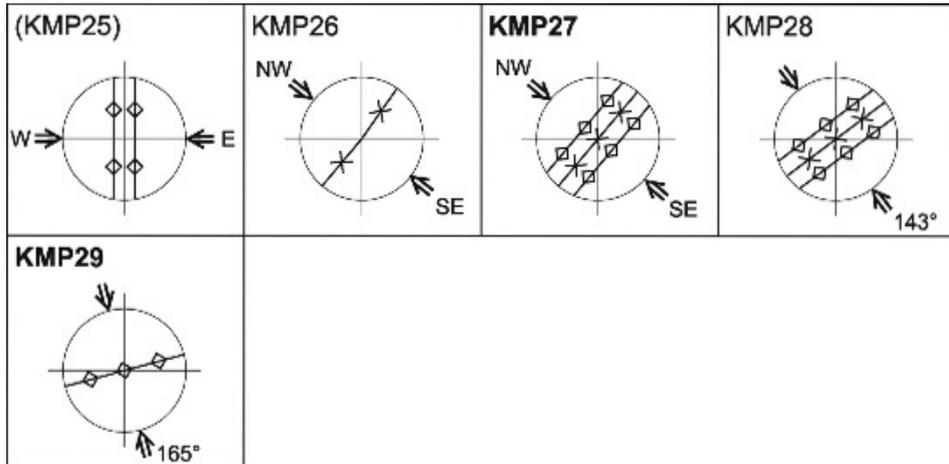


Abb. 68: Matrix der im geologischen Kartenbild stellenweise dokumentierten Kompressionsrichtungen (Erläuterungen im Text).

- KMP25

Autor: HOYER (1967). Nordwestlich von Wintrange/Süd-Luxemburg: Zwei schmale Aufbeulungen, die den inneren Bereich einer weitgespannten WSW-ENE-streichenden Einsenkung („Mulde von Wintringen“ bei LUCIUS 1948) nochmals aufgliedern. Die Achsen dieser Spezialstrukturen, jeweils markiert durch Rhätsandstein-Kuppen, streichen etwa Nord-Süd. (Ost-West-Kompression, etwa 90°).

- KMP26

(Kap. 6.1.4.: S. 119). Autoren: RÖRLE (1997), THEBINGBUß (2000) und D. DITTRICH. Nördlich der Wincheringer Großstörung im Saargau: In der Schichtlagerungskarte eine Muldenachse in 40°- und weiter im Nordosten dann in 35°-Richtung. (NW-SE-Kompression, etwa 128°).

Anmerkungen: In der Beschreibung in Teil II war diese Struktur irrtümlich mit der Sattelachse auf der Hochscholle der Wincheringer Großstörung gleichgesetzt worden (KMP27). Es handelt sich aber um eine Muldenachse. Im Nordosten wird sie von einer 15°-streichenden jüngeren Abschiebung durchsetzt (West-Abdachung des Hunsrücks).

- KMP27

(Kap. 6.3.4.: S. 140f). Genereller Deformationsstil der Region Wasserbillig–Grevenmacher–Manternach–Mompach (vorwiegend im Südost- und Mittelteil des luxemburgischen GK 25-Blattes Echternach, Abb. 38): Schichtkulminationen und -einmuldungen

mittlerer Breite (wenige 100 m). Schichtverbiegungen unabhängig von Bruchtektonik (keine Störungs-begleitende Flexuren oder Ablaugungseffekte). 30 bis 50° streichende Achsen. (NW-SE-Kompression, um 130°).

- KMP28

(Kap. 6.1.4.: S. 119). Autorinnen: RÖBLE (1997) und D. DITTRICH. Umfeld der Wincheringer Großstörung bei Niedersöst–Fisch/Saargau: In der Schichtlagerungskarte auf eine Strecke von etwa 1,3 km eine etwa 53°-streichende Sattelachse, eine parallelverlaufende Muldenachse auf der Tiefscholle und eine weitere Sattelachse. (NW-SE-Kompression, etwa 143°).

Anmerkungen: Bei der ursprünglichen Beschreibung in Teil II war es zu Ungenauigkeiten gekommen, die hier korrigiert sind.

Noch größere, nämlich kilometerbreite Aufwölbungszonen innerhalb des Deckgebirges existieren im Bereich der Schwelle von Blaschette–Born und der Siercker Schwelle. Bei beiden handelt es sich um variszisch, also WSW-ENE streichende Strukturen. Sie sind alt angelegt – ihre triassische Mobilität ist nachgewiesen (DITTRICH 1989). Überdies sind sie in einer späteren tektonischen Phase vertikaltektonisch akzentuiert worden. Die heutige Schichtkulmination des „Sattels von Born“ (LUCIUS 1948) legt in ihrem Kernbereich im Tal der Untersauer Oberen Buntsandstein frei. Als einfache Antiklinale ist sie auf der Höhe von Born–Borner Mühle (Abb. 38) im Streichen über eine Strecke von etwa 4 km hinweg zu verfolgen. In der Fortsetzung zu den Seiten hin ist sie durch andere strukturelle Elemente überprägt und dadurch weniger gut erkennbar. Der „Siercker Sattel“ (LUCIUS 1948) wiederum ist eine weitgespannte Aufwölbungszone des unterdevonischen Tausquarzits und seines triassischen Deckgebirges im äußersten Süden des Untersuchungsgebietes.

In beiden Fällen ist nicht leicht zu entscheiden, wie die genannten Schichtverbiegungen entstanden sind. Es könnte sich um Areale handeln, die lediglich weniger stark abgesenkt wurden als andere Deckgebirgsbereiche der Trier-Luxemburger Bucht. In diesem Fall wären sie lediglich als eine Art doppelseitige vertikaltektonische Großflexuren zu betrachten. Eine andere Möglichkeit wäre die, dass die Kulminationen auf eine starke und dauerhafte Nord-Süd- bzw. NNW-SSE-gerichtete Kompressionsbeanspruchung zurückgehen. Diese Annahme wird gestützt durch die 175° ausgerichteten „Slickolite striae grooves“ im Muschelkalk-Steinbruch Freudenburg auf der Nordflanke des „Siercker Sattels“ (KMP24). Auch eine weitgespannte, eher rundliche Ausformung der Aufwölbung macht die zweite Möglichkeit wahrscheinlicher. Für die gut auskartierte Antiklinale bei Born ist dies gesichert. Die Abbiegungen sind nicht kleinräumig auf schmale Flexurzonen am nördlichen und südlichen Rand der Hochstruktur beschränkt. Die Borner Struktur wird deshalb hier in einem Matrixfeld ausgewertet. Die weitaus komplizierter ausgestaltete Hochstruktur von Sierck, die auch zum größten Teil außerhalb des Untersuchungsgebietes liegt, wird hier beiseite gelassen.

- KMP29

(Text siehe oben). Bereich Born–Borner Mühle / Unteres Sauerthal: Weitgespannte, etwa 3 km breite, etwa 75°-streichende Antiklinale. (NNW-SSE-Kompression, etwa 165°).

Die am stärksten ausgeprägte Schichtverbiegung im mesozoischen Deckgebirge der Trier-Luxemburger Bucht ist die der Ardennen-Südrandzone (vgl. DITTRICH 2009: S. 97f). Auch dabei handelt es sich um eine WSW-ENE streichende Struktur. Die brei-

te Abbiegungszone wird zusätzlich von zahlreichen staffelartig angeordneten, Südabschiebenden Störungslinien ausgestaltet. Im hier näher betrachteten Gebiet geht sie nach Osten hin in die Süd-Flanke des Manderscheider Antiklinoriums über (Abb. 5). Etwa Nord-Süd-orientierte Profilschnitte im Nordteil der Trierer Bucht (WAGNER & DITTRICH 2010) zeigten unter der Buntsandstein-Auflage die Existenz einer markanten Devonschwelle (Hoch von Oberweiler). Von dort aus besteht eine starke Abdachung nach Süden bzw. SSE hin zum Zentrum der Trierer Bucht hin (Schnitte C–C' und E–E'). Interessanterweise fällt die Oberfläche des Devonsockels auch nach Nordwesten (Profilschnitt C–C') bzw. nach Norden (Profilschnitt E–E') wieder ab. Es könnte sich also insgesamt um eine große Aufwölbungsstruktur handeln. Der Kenntnisstand über die tektonischen Gegebenheiten in der Tiefe ist jedoch gering. Es ist unklar, ob sich darin eine faltenähnliche Großantiklinale abbildet. Ein prätriassisches Paläorelief kann ebenfalls eine gewisse Rolle gespielt haben. Die entscheidende Rolle bei der Akzentuierung dieses Hochgebietes hat jedoch zweifellos die junge Anhebung von Eifel und Ardennen gespielt. Dabei sind zahlreiche im Untergrund angelegte Bruchlinien vertikaltektonisch (re-)mobilisiert wurden. Diese Entwicklung ist in früheren Kapiteln und Abbildungen bereits ausführlich dargelegt worden (DITTRICH 2009: Kap. 6.5. + Abb. 26; vgl. auch Abb. 5 in DITTRICH 2008).

Die geschilderte, insgesamt recht komplexe tektonische Gesamtsituation verbietet es, die Ardennen-Südrandzone hier monokausal als Kompressions-bedingte Antiklinale zu bewerten. Sie wird deshalb nicht in Form eines Matrixfeldes dargestellt. Dennoch ist nicht auszuschließen, dass eine zeitweilige Nord-Süd- oder NNE-SSW-Schubspannung bei deren Gesamtausgestaltung beteiligt war.

Auskartierte längere Aufschiebungslinien stellen prinzipiell gut auswertbare Hinweise auf Kompressionseinwirkungen dar. Entsprechende Matrixfelder fehlen hier aber. Die bei Arenrath verzeichnete Aufschiebung war in früherer Zeit aufgeschlossen gewesen (GREBE 1892; Kap. 4.1.) und ist daher bereits in Kap. 7.1.1. abgehandelt worden (KMP16).

Keine Berücksichtigung fanden hier die Nordost-Südwest und ENE-WSW streichenden Störungen mit eventueller „Aufschiebungstendenz“, wie sie von WAGNER et al. (2012: Abb. 94b und S. 180) dargestellt bzw. kurz erwähnt worden sind. Neben der gesicherten Aufschiebung bei Arenrath betrifft dies jeweils eine potentielle Aufschiebung am Berg Tankert bei Trier-Quint, eine westlich von Kordel und eine bei Sülml gelegene Störung. Die Identifikation dieser drei Kompressionsstrukturen basierte auf Kartierungen, die älter sind als die umfassende geologische Neubearbeitung der Trierer Bucht im Maßstab 1: 50 000 (LGB & LUWG 2010, DITTRICH 2011b). Die unzureichende Beweislage der beiden ersten Aufschiebungen (Abb. 8) ist bereits in Kap. 4.3. dargelegt worden. Die dritte, in Nordost-Südwest-Richtung von Röhl nach Sülml ziehende Störung, welche im Südwesten angeblich „leichten Aufschiebungscharakter“ besitzt, ist erst vor kurzem bei WAGNER et al. (2012) neu herausgestellt worden. Sie sei eine Begrenzungsstörung der „Röhler Hochschollen“. Diese geometrische Interpretation basiert auf Kartendarstellungen der (geographischen) Trierer Diplomkartierung HLASTA (1991, vgl. auch NEGENDANK & WAGNER 1988, Blatt Nord). Das betreffende, sehr große Arbeitsgebiet ist inzwischen von mehreren Bonner Diplomkartierungen nahezu flächendeckend geologisch neu aufgenommen worden (vgl. DITTRICH 2011b). Bei Sülml selbst ist die GK 25 von GREBE (1891, Blatt 6005 Bitburg) herangezogen worden. Nach der neu erarbeiteten GK 50 existiert keine „Röhler Hoch-“ oder „Horstscholle“, stattdessen liegt eine einheitliche Schollen-Abtreppung von der Auwer Hochscholle im Südosten zum Südeifeler Zentralgraben im Nordwesten und zur Echternacher Gra-

benzone im Westen vor. Der dortige Befund einer Aufschiebung geht wohl auf eine fehlerhafte geometrische Auswertung von Befunden der Flächenkartierung zurück.

Angesichts genereller Unschärfen bei der Methodik der geologischen Flächenkartierung ist es sicherlich schwierig, kleine und mittlere Aufschiebungen ausschließlich aus dem Ausbissbefund abzusichern. Da es sich bei der Ausweisung von Aufschiebungen jedoch um eine sehr wesentliche Klassifizierung handelt, ist hier sehr konservativ verfahren worden.

Die gesicherte Aufschiebung östlich von Arenrath liegt im Bereich der Südflanke der diagonal streichenden Auwer Hochscholle. Dort befindet sie sich jedoch nicht etwa unmittelbar an der lang gestreckten Randstörung der Hochstruktur, sondern bei einer vorgelagerten, weiter südöstlich gelegenen Diagonalstörung (Abb. 4: Blattgebiet 6006). Die dortige Position entspricht überdies dem Nordrand des variszisch streichenden Attert-Grabens. Diese alt angelegte Grabenstruktur, die in der Trias vor allem in West-Luxemburg prägnant in Erscheinung trat, setzt sich von Arenrath–Niersbach (69°-Streichen) bis in die Region Meckel–Wiedenhof fort (67°-Streichen der Südrandstörung, Blattgrenze 6005/6105). In doppelter Hinsicht markiert die Aufschiebung also eine tektonische Schwächezone. Der exakte Streichwert der Aufschiebungslinie ist leider nicht bestimmbar. Ein fehlender Messwert im damaligen Aufschluss (Abb. 7) und die Überdeckung durch Arenrather Schotter auf dem Plateau im Süden lassen nur eine ungefähre Bestimmung des Verlaufs zu. Auch eventuelle Horizontalkomponenten an der Bewegungsfläche sind nicht auszuschließen (Schrägaufschiebung?). Sogar eine Reaktivierung einer im Untergrund vorgegebenen Nordwest-einfallenden Sockelfuge wäre möglich. Das Wissen über die tektonische Charakteristik dieser Aufschiebung ist noch sehr gering. Bezüglich ihres Alters besteht ebenfalls eine weite Spanne für Interpretationen; lediglich eine nach-untertriassische Bildung ist sicher. Der von Unterdevon (Unterems) überschobene „Vogesensandstein“ entspricht den heutigen Densborn-Schichten des Mittleren Buntsandsteins (LGB 2005).

7.1.3. Zusammenfassung und erste Ausdeutung

In der Gesamtschau zeigen sich folgende Kompressionsrichtungen. Eine erweiterte Nord-Süd-Richtung – mit Streichwerten zwischen 173° und 10° – wird durch die Matrixfelder KMP24 und KMP1 bis KMP3 abgebildet. Der 165°-Wert von KMP29 gehört wohl dazu. Eine Nordost-Südwest-Richtung zeigt sich in den Matrixfeldern KMP4 bis KMP7. Deren Werte bewegen sich zwischen 33 und 45°. In diese Gruppe fällt wohl auch der indirekt ermittelte 37°-Wert von KMPD3. Eine angenäherte Ost-West-Richtung – zwischen 70 und 105° – wird durch die Matrixfelder KMP8 bis KMP10 und durch KMP25 angezeigt. Indirekt bildet sie sich in KMPD4 ab.

Die Nordwest-Südost-Richtung ist besonders zahlreich vertreten. Dabei wird der Winkelbereich von 125° bis 155° belegt, von insgesamt 21 Matrixfeldern. Alle drei Kategorien dokumentieren diese Kompressionsrichtung, die unmittelbaren Aufschlussbeobachtungen (KMP11 bis KMP23), die dazu konjugierten Dehnungshinweise in Aufschlüssen (KMPD5 bis KMPD9) und die in den Geologischen Karten abgebildeten Lagerungsverhältnisse (KMP26 und KMP27). Darunter sind auch sehr prägnante Kompressionshinweise, die große Aufschiebung von GREBE (1892) etwa, Horizontalstylolithen und zahlreiche Faltenachsen. Offenbar ist es zu sehr starken Einengungen in Nordwest-Südost-Richtung gekommen.

Die Kompressionsmerkmale dieser Richtungsgruppe müssen nicht notwendigerweise einer einzigen Epoche entstammen. Mehr als einmal in der jüngeren Erdgeschichte – im späten Mesozoikum und im Känozoikum – kann ein Spannungsfeld mit

Nordwest-Südost-Schubspannung existiert haben. Dies muss in der Tat der Fall gewesen sein. In der Nordwest-Südost-Richtungsgruppe mischen sich nämlich Kompressionsmerkmale, die nachweislich sehr junges Alter haben, und solche, deren Entstehung mehrere Millionen Jahre zurückliegen muss.

Gesicherte neuzeitliche Kompressionsbelege repräsentieren KMP12 sowie KMPD7 und überdies noch KMP19. Das erstgenannte Matrixfeld skizzierte das Messergebnis der rezenten In-situ-Spannung bei Nennig/Obermosel, deren Hauptnormalspannung σ_1 auf 126° bestimmt wurde (GREINER 1978). Das zweite dokumentierte die jungquartäre synsedimentäre Mobilität einer 144° -streichenden Abschiebung im Moseltal bei Ehrang. Aus dieser abschiebenden Bewegung an einer älteren Bruchlinie (Kap. 7.2.2.) ließ sich – mit einer gewissen Ungenauigkeit der Bestimmung (Kap. 7.1.1.) – eine neuzeitliche Kompression nahe der 144° -Richtung ableiten. Das drittgenannte Matrixfeld zeigte die tektonische Situation am Mettfels bei Wincheringen. Dort hatte sich erwiesen, dass eine jüngere, etwa Nordwest-Südost-orientierte Einengungsbewegung eine präexistierende Flexurzone an einer Abschiebung sekundär überprägt und dabei deutlich versteilt hat. In allen drei Lokalitäten dokumentiert sich somit das hinlänglich bekannte neuzeitliche Spannungsfeld, welches sich im Pliozän etablierte und seitdem wirksam ist (Kap. 6.5. in DITTRICH 2009, Kap. 8.5.; FUCHS et al. 1983).

Die Gewissheit, dass darüber hinaus ein zwar ähnlich beschaffenes, aber deutlich älteres Spannungsfeld existiert haben muss, lässt sich aus vielen anderen Matrixfeldern dieser Richtungsgruppe ableiten. Es sind vor allem diejenigen Kompressionsmerkmale, zu deren Bildung eine gewisse Versenkungstiefe notwendig gewesen war, um eine nennenswerte Drucklösung zu ermöglichen. Dies betrifft sowohl die horizontalen Stylolithenzapfen von G. H. WAGNER (1967) als auch die „Slickolite striae grooves“ im Sinne von RAMSAY & HUBER (1987). Im Einzelnen umfasst dies das Matrixfeld KMP13 mit seiner mehrfach nachgewiesenen Kompressionsrichtung um 127° , das Feld KMP17 mit einer 140° -Richtung und schließlich KMP23 mit einer – vorbehaltlich erfassten – 150° -Richtung.

Ein anderes Matrixfeld, dessen Nordwest-Südost-Kompression älteren Datums sein muss, ist KMP26 (Kompressionsrichtung etwa 128°). Die betreffende Muldenachse im östlichen Saargau wurde nämlich von einer jüngeren rheinischen Abschiebung durchsetzt. Die Anhebung der Hunsrück-Region hat also nach der Anlage der Muldenachse stattgefunden.

Auch andere Kompressionsrichtungen sind nachweislich relativ alt. Drucklösungsphänomene begleiten die Nord-Süd-Richtung (KMP24 mit 173°) und in besonderem Maße die um 40° schwankende Nordost-Südwest-Richtung (KMP4 mit 33° , KMP5 mit 35° , KMP6 mit 40° , KMP7 mit 45°). Dasselbe gilt für die Ost-West-Richtung (KMP8 mit 70° , KMP9 mit 81°). Die Nord-Süd-Kompression mit ihren kleinen Falten und Aufschiebungen ist noch zusätzlich dadurch als alt gekennzeichnet, dass deren Einengungsstrukturen nachträglich von einer jüngeren Abschiebungstektonik betroffen waren (KMP2 und KMP3). Dementsprechend ist auch die Ost-West-orientierte Sattelachse im Steinbruch Hippert (KMP1) deutlich nach Westen geneigt; offenbar ist sie bei der jungen Anhebung der Hunsrück-Region im Osten verstellt worden.

Damit ergibt sich die schwierige Aufgabe, insgesamt vier nachweislich alte Kompressionsrichtungen in eine zeitliche Reihenfolge zu bringen. Ohne die zusätzlichen Erkenntnisse aus den nachfolgenden Kapiteln zu den Scherbewegungen und ihrer Alterseinstufung ist dies noch nicht möglich.

Faltenstrukturen – große, mittlere und kleine – sind im Zuge der Nord-Süd-Kompression und vor allem bei Nordwest-Südost-Einengung entstanden. Eine Entstehung

von größeren Falten erforderte mehr oder weniger duktile Verhältnisse bei einer gewissen Gebirgsauflast und bei großen Strukturen wohl auch eine längerfristige Einwirkung der entsprechenden Schubspannung. Interessanterweise existieren nach derzeitigem Wissensstand keinerlei Faltenstrukturen, die die Einengungsphase in Nordost-Südwest-Richtung (33-45°) abbilden. Derjenigen in Ost-West-Richtung sind lediglich schwach ausgeprägte „Beulungen“ zuzuordnen (KMP25). Möglicherweise handelte es sich bei diesen beiden kompressiven Deformationsphasen um relativ kurze Episoden. Diese hätten dann zwar zur Entstehung von entsprechenden Horizontalstylolithen bzw. Slickolite-Rillungen ausgereicht, nicht aber zur Ausbildung von klar zuzuordnenden Verbiegungen und Verfaltungen. Die Verformung der Gesteinskörper war eher ruckartig und spröde. So entstanden bei der Ost-West-Kompression eine nachgewiesene kleine Aufschiebung (KMP10) und entsprechende Dehnungsklüfte (KMPD4). Letzteres gilt auch für die Nordost-Südwest-Kompression (KMPD3). Begleitende Horizontalverschiebungen sind dokumentiert (Kap. 7.2., 7.3. und 7.5.).

Eine weitere Deformationsphase wird nach dem Kenntnisstand dieses Kapitels ausschließlich durch Dehnungsklüfte in 18 bis 34°-Richtung abgebildet (KMPD1, KMPD2). Die deutliche Verkarstung dieser Kluftchar (KMPD2) belegt ein gewisses Alter. Beide Fundorte liegen relativ weit im Norden, im Zentrum der Trierer Bucht. Senkrecht dazu orientierte direkte Kompressionsmerkmale sind im gesamten Untersuchungsgebiet (bisher?) nicht aufgefunden worden. Die bei der Ausdeutung der beiden KMPD-Matrixfelder zunächst angenommene 22 bis 25°-streichende kompressive Hauptnormalspannung σ_1 (Kap. 7.1.1.) lässt sich also bisher nicht unmittelbar belegen (mehr dazu in Kap. 7.5.).

7.2. Sinistrale Horizontalbewegungen

Unterschieden wird abermals zwischen konkreten Geländebeobachtungen (Kap. 7.2.1.) und den Ergebnissen der Auswertung von Geologischen Karten (Kap. 7.2.2.).

7.2.1. Hinweise durch unmittelbare Bewegungsspuren

Zur Darstellung der sinistralen Scherflächenrichtungen wird abermals eine Matrix vorangestellt (Abb. 69). Kurz-Referate pro nummerierter Einzelbeobachtung bzw. Datengruppe folgen. Es sind sowohl nahezu horizontal orientierte Relativbewegungen erfasst als auch solche, die subhorizontal oder in ihrer Bewegungsrichtung deutlich geneigt abgelaufen sind. Nicht-horizontale Bewegungsspuren sind mit Pfeilen für die Einfallrichtung und – sofern dies erfassbar war – mit entsprechenden Einfallgradzahlen gekennzeichnet. Die oftmals heterogenen Gesamtbeobachtungen pro Aufschlusslokalität sind in die verschiedenen Bewegungsrichtungen aufgeteilt worden. Ein großes S in den Matrixfeldern weist auf näherungsweise S-förmig gebogene Scherklüfte hin. Ein großes Z indiziert „zickzackförmige“ Horizontalverschiebungsflächen, bei denen gegensinnig einfallende ältere Schrägklüfte zu einer gemeinsamen Bewegungsbahn kombiniert wurden. Ein oder zwei kleine Dreiecke symbolisieren eine Brekzierung im Bereich der Bewegungsflächen. Ein oder zwei kleinere x stehen für Klufttapeten mit Kristallbildungen von Quarz oder Kalzit. Alles dies gilt in gleicher Weise auch für die in den Kapiteln 7.3. und 7.4. eingefügten Matrix-Darstellungen.

- SIN1

(Kap. 4.2.1.: S. 45). Südlich Speichermühle am Ostufer der Kyll ([5] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Ein 15°-streichender sinistraler Horizontalharnisch.

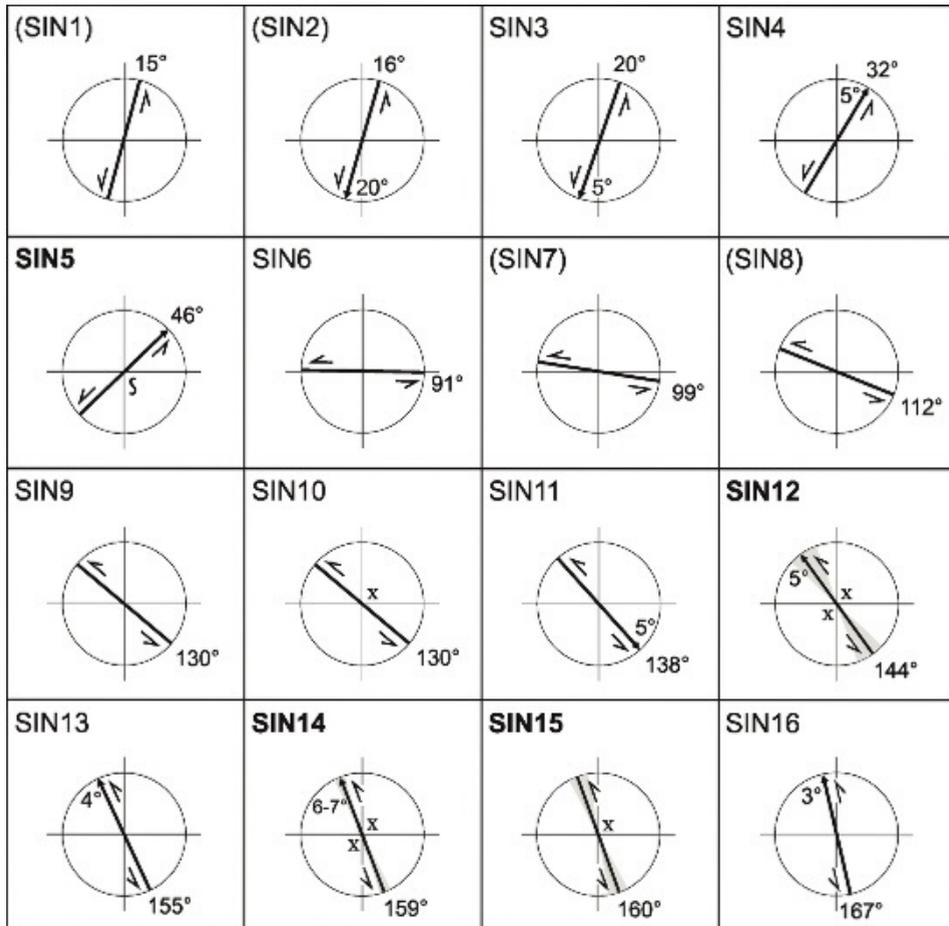


Abb. 69: Matrix der im Aufschluss ermittelten sinistralen Horizontalbewegungen (Erläuterungen im Text).

- SIN2

(Kap. 4.2.6.: S. 66f + Abb. 31). Autoren: D. DITTRICH und K. REICHERTER. Ehemaliger Steinbruch über dem Weinberg Augenscheiner in Trier („Laubennische“, [12] in Abb. 36, dortige Kleinabschiebungen nicht verzeichnet), Unterer Buntsandstein: 10 bis 13°-streichende, mit 57 bis 59° nach ESE einfallende Abschiebung. Dicht über der Hauptstörungsfläche subhorizontale sinistrale Harnischstriemungen auf einer polierten Flächenpartie. Sie streichen 16°, die Lineare fallen mit 20° nach SSW ein.

Anmerkungen: Als mechanische Schwächezone reaktivierter präexistierender Abschiebungsbereich.

- SIN3

(Einführung in Teil III + Abb. 61). Steinbruch Hippert/Schloss Thorn bei Palzem/Obermosel, Südrand der oberen Erweiterungsfläche, Oberer Muschelkalk: 20°-strei-

chende Querklüfte an einer markanten dextralen Blattverschiebung (DEX5). Darauf sinistrale Lineare, bis etwa 5° nach SSW einfallend.

Anmerkungen: Im unmittelbaren Nahbereich der großen dextralen Bewegungsbahn schwenken die sinistralen Scherflächen flexurhaft in deren 5 bis 13°-Richtung ein (spätere Deformation durch eine jüngere dextrale Bewegung).

- SIN4

(Kap. 4.2.1.: S. 45). Autorinnen: OEHMS (2006) und D. DITTRICH. Südlich Speichermühle am Ostufer der Kyll ([5] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: 30 bis 33°-streichende subhorizontale sinistrale Horizontalharnische, etwa 5° nach Nordosten geneigt.

- SIN5

(Kap. 4.2.3.: S. 54 + Abb. 21 und 22). Steinbruch bei Sülme ([9] in Abb. 9), links vorne in der Zufahrt, Oberer Muschelkalk: Auffällige 30 bis 35 m breite Zerrüttungszone, generelles Streichen etwa 45°. Eine markante, 46 bis 47°-streichende, wie ein gespiegeltes S gebogene Trennflächenschar am Westrand der Zerrüttungszone. Daran deutliche sinistrale Gleitstriemen, sehr schwach nach Nordosten geneigt.

Anmerkungen: Zerrüttungszone liegt in der unmittelbaren Verlängerung der sinistralen Blattverschiebungsin VII nach DITTRICH (2009: Abb. 16).

- SIN6

(Einführung zu Teil III + Abb. 65). Autor: WAGNER (2012). Dolomitbergwerk TKDZ/Wellen, Abbaufeld Ost, Oberer Muschelkalk: sinistrale Relativbewegungen entlang von etwa Ost-West streichenden „Harnischklüften“.

- SIN7

(Kap. 4.2.1.: S. 43f). Autorin: OEHMS (2006). Südöstlich der Speichermühle/Kylltal ([4] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Eine 99°-streichende Klufffläche mit sinistralen horizontalen Harnischlinearen.

- SIN8

(Kap. 4.2.1.: S. 45). Autorin: MÜLLER (2006). Südlich von Philippsheim ([7] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Ein sinistraler, 112°-streichender Horizontalharnisch.

- SIN9

(Kap. 4.1.: S. 40). Autorin: KREMB-WAGNER (1988): Bereich Auwer Hochscholle, Buntsandstein: 130°-streichende sinistrale Horizontalharnische.

- SIN10

(Kap. 4.2.1.: S. 41). Autor: K. REICHERTER. Ehemaliger Steinbruch, Kurve der Landesstraße L 39 am westlichen Kyll-Talhang westlich von Speicher ([1] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Etwa 130°-streichende sinistrale horizontale Lineare auf einer markanten Klufffläche mit einer dünnen Quarztafel (Raumlage 132°/85° SW).

Anmerkungen: Laut Bewertung von Prof. Dr. K. REICHERTER/Aachen ist hier eine Invertierung alter dextraler Bewegungsflächen durch eine weitaus stärkere jüngere sinistrale Deformation anzunehmen.

- SIN11

(Kap. 4.2.1.: S. 41). Autor: K. REICHERTER. Ehemaliger Steinbruch, Kurve der L 39 am westlichen Kyll-Talhang westlich von Speicher ([1] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Auf einer markanten 138°-streichenden Klufffläche polierte sinistrale Lineare, mit 5° nach Südosten geneigt.

Anmerkungen: Laut Bewertung von K. REICHERTER ist hier eine Invertierung alter dextraler Bewegungsflächen durch eine weitaus stärkere jüngere sinistrale Deformation anzunehmen.

- SIN12

(Kap. 4.2.2.: S. 51 + Abb. 17 oben). Südost-Ecke des Steinbruchs Eßlingen, Oberer Mu-

schelkalk: Deutliche sinistrale Harnischstriemungen auf Kluffflächen (Streichwerte zwischen 133 und 160°, Durchschnitt: 144°). Lineare mit etwa 3 bis 5° nach Nordwesten geneigt.

Anmerkungen: Sie gehen einher mit relativ dicken Kalzit-Tapeten.

- SIN13

(Kap. 4.2.2.: S. 51 + Abb. 19). Autor: K. REICHERTER. Steinbruch Eßlingen, hintere Südost-Ecke, Oberer Muschelkalk: Belagfreie sinistrale Kratzspuren an einer Klufffläche (Flächendaten 150°/82° SW), das entsprechende Linear fällt mit 4° nach NNW hin ein (Azimuth: 340°).

Anmerkungen: Wegen der relativ großen Abweichung zwischen den Messwerten zum Flächenstreichen und dem Azimuth des Linears (340 minus 180 = 160°) werden hier etwa 155° veranschlagt.

- SIN14

(Kap. 4.2.2.: S. 51 + Abb. 17 unten). Etwa 10 m nördlich der hinteren Südost-Ecke des Steinbruchs Eßlingen, Oberer Muschelkalk: Ausgedehnte, durchschnittlich 159°-streichende Kluffflächen mit großflächigen kalzitischen Klufftapeten und subhorizontalen sinistralen Harnischstriemungen. Die Lineare fallen mit 6 bis 7° nach Nordwesten hin ein. Anmerkungen: Verschiedene Generationen von Kluffbeschlügen im selben Richtungsbereich. Flächen mit hellen Kalzittapeten streichen 154°, 161° und 163°, solche mit dunkleren, bräunlichen Klufftapeten 153° und 163°.

- SIN15

(Kap. 6.2.1.: S. 120f). Dolomitbergwerk TKDZ/Wellen, Unteres Lager (Werkskoordinate: 4d), Oberer Muschelkalk: 6 Harnischflächen (Streichrichtungen: 152°, 153°, 161°, 161°, 162°, 164°, 170°, Durchschnitt: etwa 160°) mit horizontalen sinistralen Faserharnischen.

Anmerkungen: Sie erschienen gemeinsam mit dünnen, ockerfarbenen Klufftapeten.

- SIN16

(Einführung in Teil III). Ehemaliger Dolomit-Steinbruch bei Freudenburg (Abb. 62), Felsporn an der Südwand des Steinbruchs, Oberer Muschelkalk: Sinistrale, 167°-streichende subhorizontale Harnische auf engständigen Klüften. Die Lineare sind mit 3° nach NNW geneigt.

7.2.2. Hinweise durch das kartierte Störungsmuster

Zur Auswertung von Geologischen Karten in Hinblick auf Horizontalbewegungen gilt folgende generelle Anmerkung. Die in den Karten dargestellten Abschiebungen können per se keine reinen Horizontalverschiebungen sein. Blattverschiebungen sind tendenziell unsichtbar in der GK. Sie können höchstens morphologisch als auserdionierte Zonen stärkerer Zerrüttung (und eventuell auch Ablaugung) erkennbar sein. Anders ist es, wenn sie durch jüngere Hebungen oder Senkungen überprägt und vertikalt tektonisch betont worden sind. Dies kann dadurch geschehen sein, dass sich innerhalb der horizontaltektonisch zerrütteten Schwächezone ein sekundärer Abschiebungsbereich herausgebildet hat. Das wiederum setzt aber eine günstige Raumlage bzw. Ausrichtung der Schwächezone zu den später angreifenden Dehnungsbeanspruchungen voraus (Kap. 8.). Auch müssen nicht alle Abschiebungen, die aus einer lang gestreckten Scherungszone sekundär hervorgegangen sind, denselben Versatzzinn aufweisen. Entlang einer alten Scherbahn können sich in späteren Zeiten verschiedene Einzelstörungen mit gegensinnigen Versatzrichtungen herausgebildet haben. Andererseits ist es auch möglich, dass auskartierte Störungslinien schon von Anfang an einen Schrägabschiebungscharakter hatten.

Die nachfolgenden Besprechungen von sinistralen Relativbewegungen im Winkelbereich zwischen 38 und 80° sind zugunsten einer besseren Verständlichkeit thematisch grob von Nordwesten nach Südosten angeordnet. Die Felder der dazugehörigen Matrix am Ende des Kapitels hingegen sind wieder nach ansteigenden Gradzahlen angeordnet und durchnummeriert worden.

Im Nordwest-Teil der Trierer Bucht, im strukturellen Bereich des Bitburger Beckens, hatte DITTRICH (2009: Abb. 14 und 16) mehrere sinistrale Bewegungsbahnen rekonstruiert. Von Nordwesten nach Südosten sind sie als Blattverschiebungszonen sin I bis sin VII benannt bzw. durchnummeriert worden. Ihre Streichwerte reichen von 40 bis 64°, der Durchschnitt liegt etwa bei 55°. Die Blattverschiebungen sin I bis sin IV sind verbunden durch relativ gut erkennbare Pull-apart-Grabenstrukturen. Linkstretende, also transtensionale Übertritte sind entwickelt. Das Vorkommen dieser Verbindungsstrukturen beschränkt sich auf das Gebiet zweier Senkungszonen, die rheinische Echternacher Grabenzone und den diagonalen Luxemburger Zentralgraben (Abb. 5). Die nachgewiesenen sinistralen Verschiebungsweiten liegen maximal bei 400 m bis 500 m. Versetzt sind alt angelegte Randstörungen der Echternacher Grabenzone und präexistierende dextrale Blattverschiebungen (vgl. auch DITTRICH & HERMLE 2010: Abb. 23).

In diesen Kontext gehört auch die erst später erfasste sinistrale Verschiebung im Bereich des Weilerbach-Tals (DITTRICH 2011: Kap. 4.3.). Die zitierten Darlegungen bilden einen Nachtrag, der die ältere Publikation zum Nordwesten der Trierer Bucht ergänzte. Hier nun werden die entsprechenden Befunde in ein Matrixfeld umgesetzt und interpretiert.

- SIN22

(Kap. 4.3.: S. 75 + Abb. 35). Westliches Ferschweiler Plateau, Weilerbach-Tal: Strukturelle Befunde aus der Schichtlagerungskarte der Basis des Luxemburger Sandsteins. Eine rheinische Störungs- bzw. Flexurlinie am alt angelegten westlichen Rand der Echternacher Grabenzone wird durch eine ungefähr 55 bis 65° streichende Blattverschiebung gequert und sinistral versetzt. Verschiebungsweite etwa 150 bis 200 m.

In diesem Befund bildet sich eine weitere Nordost-Südwest streichende Blattverschiebungslinie im Bitburger Becken ab. Es könnte sich um eine südwestliche, relativ „flach“ streichende Fortsetzung des Lineamentes sin VII handeln oder aber um eine weitere, bisher nicht nachgewiesene Scherbahn nordwestlich davon (sin Va?). Die Datenbasis ist für eine genauere Aussage noch zu gering.

Ebenfalls in den Bereich des Bitburger Beckens gehört der Messpunkt SIN6 im Steinbruch Sülz (Kap. 7.2.1.). Die dort erschlossene, bis 35 m breite, stark zerrüttete Scherungszone markiert die exakte Fortsetzung der Blattverschiebung sin VII (DITTRICH 2009: Abb. 16). In der damaligen Rekonstruktion war deren Fortsetzung über das Umfeld des Steinbruchs Meckel hinaus in Richtung Nordosten noch offen gelassen worden.

Von dort aus nach Südosten schwächt sich die Markanz diagonalen sinistraler Verschiebungen ab. Die alt angelegte Auwer Hochscholle als strukturelle Begrenzung des Bitburger Beckens (Abb. 5) zeichnet sich offenbar auch in dieser Hinsicht ab. Auf das Fehlen nennenswerter Horizontalversätze deutet im Kartenbild dieser Region zunächst einmal das Durchhalten des ENE-WSW streichenden Attert-Grabens, welcher ein alt angelegtes Strukturelement des variszischen Richtungssystems darstellt (Kap. 7.1.2.). Zugegebenermaßen ist er heute nur noch schwach ausgeprägt. Es bietet sich jedoch ein weiterer „struktureller Kronzeuge“ im heutigen Kartenbild an, der zunächst einmal eingeführt werden soll. Bereits in Kap. 3.2. (vgl. Abb. 4 und 6) war eine lang

gestreckte Schmalgrabenstruktur Wasserbillig–Newel–Binsfeld–Himmerod beschrieben worden, die im Norden etwa parallel zum Ostrand der Wittlicher Senke verläuft. Sie gehört dem genetisch noch nicht abschließend geklärten 20-30°-Richtungssystem an. Eine Vorzeichnung dieser Bruchchar im paläozoischen Grundgebirgssockel ist plausibel (Kap. 3.2.). Auch für die im Deckgebirge entwickelte (durchgepauste?) Schwächezone Wasserbillig–Himmerod, die sich nach Südwesten hin noch weit über Mondorf/Luxemburg hinaus fortsetzt, ist ein beträchtliches Bildungsalter wahrscheinlich (mehr dazu in Kap. 7.6. und 8.2.). Wie nachfolgend dargelegt wird, ist diese Schmalgrabenfuge an mehreren Stellen horizontaltektonisch versetzt worden. Dies gilt jedoch nicht für den Bereich der Auwer Hochscholle (Abb. 4 und 5). An deren Südrand ziehen die besagte Schmalgraben-Lineation und auch der Attert-Graben mehr oder weniger unversetzt durch, jedenfalls nach heutigem kartographischem Wissensstand.

Stattdessen zeichnet sich aber eine sinistrale Verschiebung im Norden des Untersuchungsgebietes ab (Abb. 4: TK 25-Blatt 5906). Die Schmalgrabenstruktur bei Himmerod (Abb. 5) läuft in 29°-Richtung auf die große Störungslinie Oberkail–Eisenschmitt–Helenenhof (OEH) zu. Im Norden, im wenig bekannten Ausbissgebiet des höheren Buntsandsteins ist sie (noch?) nicht nachgewiesen. Die aktuelle GK 50 basiert dort weitestgehend auf einer unveröffentlichten Manuskriptkarte von H. GREBE (etwa 1892). Nördlich der variszischen Großstörung OEH existiert eine 15 bis 30° streichende Abschiebung, deren ostwärtige Versatzrichtung sehr ungewöhnlich ist. Diese steht im Widerspruch zur tektonischen Position im äußersten Nordosten der Trierer Bucht und am Ostrand der Eifeler Nord-Süd-Zone. Auch passt sie nicht zur starken jungen Anhebung der Osteifel-Region. Dennoch wurde sie durch die detaillierten Kartierungen von MEYER & STETS (1979: Abb. 3) südlich des Meerfelder Maars zweifelsfrei nachgewiesen. Es könnte sich um eine Fortsetzung der oben beschriebenen Schmalgrabenzone handeln, denn eine noch unkartierte, schwächere Gegenstörung im Devon bei Bettenfeld wäre möglich. Gegenüber dem Himmerod-Graben im Süden wäre dann ein deutlicher sinistraler Versatz gegeben (Abb. 70: violettrote Signatur). Als Verschiebungsbahn könnte eine im Untergrund vorgezeichnete variszische Großstörung der Ardennen-Südrandzone fungiert haben.

- SIN27

(Text siehe oben, Abb. 70). Äußerster Norden des Untersuchungsgebietes, südöstlich von Manderscheid: Sinistraler Horizontalversatz der Schmalgrabenzone Mondorf–Wasserbillig–Himmerod an der 80°-streichenden Störung Oberkail–Eisenschmitt–Helenenhof (OEH). Verschiebungsweite etwa 3 km.

Eine sehr ähnliche Situation besteht am Südrand der variszisch streichenden Hochstruktur des Horsts von Echternach. Auch dort ist der Verlauf der beschriebenen Schmalgrabenstruktur unterbrochen (Abb. 5). Der Westrand der Deimlinger Devonschwelle (DDS) in der Fortsetzung des Binsfelder Sprungs (BS) ist gegenüber dem Neweler Schmalgraben (östlich vom Neweler Sprung, NS) nach Westen hin versetzt. Die sinistrale Bewegungsbahn verlief wohl entlang einer südabsetzenden Störung, die im Osten 71 bis 72° streicht (Abb. 4). Die westliche Fortsetzung der horizontalen Bewegungszone muss nicht zwangsläufig dem bogigen Verlauf der heutigen Abschiebung folgen. Sie könnte sich heute ebenso gut in der nordabschiebenden Störungslinie ausdrücken, die genau in der streichenden Verlängerung liegt. Diese könnte als jüngere 64°-streichende Abschiebung später aus der Schwächezone der sinistralen Scherzone hervorgegangen sein. Noch etwas weiter westlich existiert eine nicht morphologisch

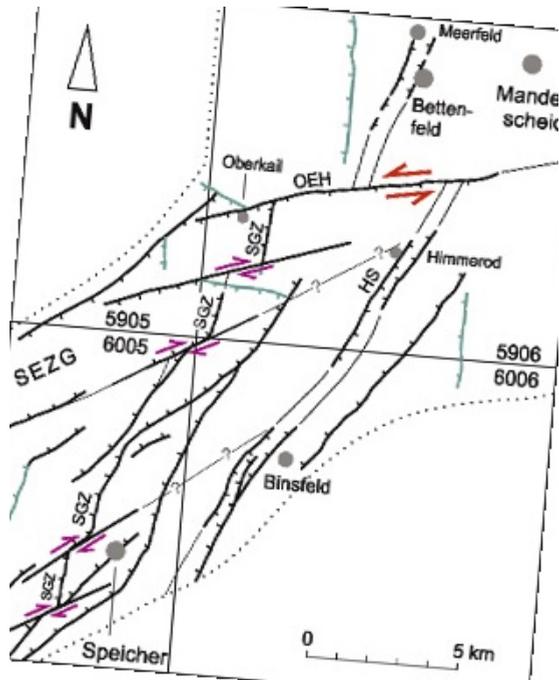


Abb. 70: Horizontalverschiebungen im Nordostteil des Untersuchungsgebietes (gepunktet: Grenze des Darstellungsgebietes, rotorange: sinistrale Horizontalbewegungen, violettrot: dextrale Horizontalbewegungen, vgl. Kap. 7.3.2., türkis: jüngere Nachbrüche; OEH = Störungslinie Oberkail–Eisenschmitt–Helenenhof, SGZ = Saargauer Grabenzone, SEZG = Südeifeler Zentralgraben, HS = Himmerod-Sprung). Zusätzliche Beeinflussungen durch die Fortsetzung der jüngeren sinistralen Blattverschiebung sin VII (vgl. SIN5) wurden vernachlässigt.

begründbare Verlaufsirritation einer lang gestreckten Nordost-Südwest-Störung. Ein Ausläufer der genannten sinistralen Scherbahn mag bei deren Entstehung eine Rolle gespielt haben.

- SIN25

(Text siehe oben, Abb. 4 und 5). Region Möhn–Kordel: Sinistraler Versatz der Schmalgrabenzone Newel–Binsfeld (bzw. Mondorf–Meerfeld) an einer 71 bis 72° streichenden, im Westen eher 64°-streichenden Störungszone. Verschiebungsweite etwas über 2,6 km.

Eine weitere sinistrale Verstellung der Schmalgrabenzone entlang einer alt angelegten variszischen Lineation zeigt sich bei Niederdonven (Abb. 38). Dort, westlich des Moseltals, erscheint ein auffälliger „Tripelpunkt“ von Schmalgräben. Nach Westen zweigt ein variszisch streichender Schmalgraben ab, der sich bei Canach dann fortsetzt. In diesen beiden Schmalgräben dokumentiert sich ein Teilbereich eines langen südabsetzenden variszischen Lineamentes (= zweite variszische Zone in den Beschreibungen von Kap. 5.3., S. 99f). Die Schmalgrabenstruktur Mondorf–Meerfeld zeigt im Kreuzungsbereich mit dieser variszischen Bruchzone eine Verlaufsstörung.

Eine S-förmige Verbiegung deutet sich an. Der südliche Teil ist ein wenig nach Osten versetzt bzw. „gebeult“. Eine scheinbare, lediglich morphologisch vorgetäuschte Verlaufsänderung ist hier auszuschließen. Diese Deformation gehört wohl in den Kontext der beiden anderen oben beschriebenen sinistralen Horizontalbewegungen, wenn auch mit einem weitaus geringerem Ausmaß der Relativbewegung.

- SIN26

(Text siehe oben). Region Niederdonven/Obermosel (Abb. 38): Lokale Verlaufsstörung der 35°-streichenden Schmalgrabenstruktur Newel–Binsfeld (bzw. Mondorf–Meerfeld) im Überschneidungsbereich mit einer dort 72°-streichenden variszischen Sockelfuge. Verstellungsweite etwa 350 bis 400 m (Messung an der östlichen bzw. westlichen Randstörung; vgl. auch DEX23 und Abb. 75 in Kap. 7.3.2.).

Anmerkungen: Es handelt sich nicht um einen scharf definierten Versatz an einer einzigen Blattverschiebung, sondern um eine breite Verbiegung mit sinistralen Bewegungssinn (Blattverschiebungszone mit mehreren nachrangigen Bewegungsbahnen?).

Auffallend ist, dass es in allen drei Fällen Süd-absetzende variszische Lineamente waren, die horizontaltektonisch mobilisiert wurden (SIN27, SIN25, SIN26). Überdies sind nach Süden hin abnehmende Verschiebungsweiten zu beobachten.

Südöstlich der Luxemburger Zentralschwelle, im Bereich des Grabens von Thionville (Abb. 5), existieren wieder Hinweise, die auf sinistrale Horizontalbewegungen entlang von etwa 40 bis 55° streichenden Störungslinien hindeuten. Dabei handelt es sich vor allem um Fiederstörungen. Diese häufen sich zwischen Sirzenich im Südwesten und dem mittleren Biewerbachtal im Nordosten (Abb. 4). Ergeben hatten sie sich aus der Detailkartierung von DEGEN et al. (1981) und aus zusätzlichen Befunden beim Bau der Autobahn A 48 (HEITEL 1984, DITTRICH 2011b). Mit ihrem bogenförmigen Verlauf und ihrer Anordnung sind sie typisch für einen sinistralen Pull-apart-Graben mit mehreren RI-Fiederbrüchen (Abb. 57). Sie verbinden zwei diagonale Störungslinien, die 44 bis 45° streichen. Alle Fiederbrüche sowie die südöstliche Hauptstörung setzen nach Nordwesten hin ab. Dies ist insofern bemerkenswert, als sich die dortige Region schon im nordwestlichen Randbereich des Grabens von Thionville befindet. Alt angelegte, südostabsetzende Diagonalstörungen sind dafür charakteristisch (DITTRICH 1989). Eine abweichende, post-triassische Genese der Fiederstörungen und des Grabens bei Sirzenich ist damit wahrscheinlich. Die bei einem vollständig entwickelten Pull-apart-Graben nach Südwesten hin zu erwartenden südostabsetzenden Fiederstörungen fehlen im Kartenbild. Dies kann jedoch dem noch geringen Wissensstand in dieser Region zuzuschreiben sein (Darlegungen dazu bei DITTRICH 2011b: S. 12f). Eine Detailkartierung steht hier noch aus.

Die südostabsetzende nordwestliche Hauptstörung zieht über das Biewerbachtal hinweg und wird dort von einer gegensinnig absetzenden bogenförmigen Störung abgelöst. Diese läuft auf eine etwa etwa 40° streichende Störungslinie zu. Auch diese Störungsgeometrie entspricht der einer sinistralen Verbindungsstruktur (Kap. 4.3.: S. 78). Die „umschlagende“ Versatzrichtung südwestlich von Lorich passt ebenfalls dazu (Abb. 57).

- SIN17

(Text siehe oben, Abb. 4). Region Sirzenich–Lorich: Drei diagonale Störungslinien (Blattverschiebungen) mit zwei sinistralen Verbindungsstrukturen (Pull-apart-Gräben). Streichen der Hauptstörungen durchschnittlich 46° (38–55°).

Östlich der beschriebenen Gesamtstruktur treten weitere Nordwest-absetzende bogenförmige Fiederstörungen auf. Im Süden schmiegen sie sich an eine etwa 70°-streichende, sehr uneinheitlich ausgebildete Störungslinie an. Daran ist auch eine Vererzung aufgefunden worden, überdies war dort eine Schrägverschiebung wahrscheinlich (Messpunkt UNB17 in Kap. 7.4.1.). Diese „flacher“ (stärker ost-west-tendierend) streichende Gesamtstruktur kann also wohl ebenfalls als ehemaliger sinistraler Pull-apart-Graben gedeutet werden. Es könnte sich um eine stärker überprägte Verbindungsstruktur handeln, die einer relativ frühen Deformationsphase entstammt (Kap. 7.5. und 7.6.). Die nördliche Hauptstörung fehlt im Kartenbild, eventuell ist sie im mittleren Abschnitt des Biewerbachtals unter den Aueablagerungen verborgen. In der GK10 von DEGEN et al. (1981) war dort eine entsprechende Störungslinie als vermutet eingetragen worden. Als vornehmlich horizontale Bewegungsbahn muss sie dort keinen starken vertikalen Versatz haben.

- SIN24

(Text siehe oben, Abb. 4). Region zwischen Trier-Pallien und dem Biewerbachtal, im weiteren Umfeld des Altenhofs: Bogenförmige Nordwest-absetzende Fiederbrüche an einer streckenweise 70°-streichenden Hauptstörung. Die Gesamtgeometrie deutet auf eine reliktsch erhaltene sinistrale Verbindungsstruktur (vgl. auch UNB17 in Kap. 7.4.1.).

Von seiner Ausrichtung her gehört dieser „flacher“ streichende, weniger gut erhaltene Pull-apart-Graben zu den oben beschriebenen sinistralen Blattverschiebungen SIN25, SIN26 und SIN27. Von seiner Position her vermittelt er zwischen SIN25 und SIN26. Interessant ist das enge Nebeneinander von zwei verschiedenen Arten von sinistralen Verbindungsstrukturen nordwestlich von Trier. Im dortigen, stark bruchhaft deformierten Areal haben offenbar mehrere aufeinanderfolgende horizontaltektonische Deformationsereignisse ihre Spuren hinterlassen. Dextrale Bewegungsbahnen sind dort ebenfalls dokumentiert (Kap. 7.3.2. und 7.5.).

Eine weitere sinistrale Pull-apart-Struktur liegt im nördlichen Saargau. Dort, südlich von Fellerich bzw. südwestlich der Merten-Mühle (Abb. 38), war in der Abb. 39 eine kurze Schmalgrabenstruktur markiert worden. Es handelt sich um einen nahezu symmetrisch ausgebildeten, also eher untypischen Schmalgraben (Kap. 5.1.), ohne klar definierte Hauptstörung. Auch zeigt der Verlauf seiner Randstörungen nicht die sonst übliche Geradlinigkeit, vielmehr erscheinen konvexe Ausbuchtungen. Betrachtet man die Gesamtgeometrie, so kann es sich um eine sinistrale Verbindungsstruktur handeln, die zwei diagonal streichende Störungen verknüpft (Abb. 71). In diesem Fall würde es sich um einen linkstretenden Übertritt handeln. Die Streichwerte der Randstörungen liegen bei 42° im Nordosten und 55° im Südwesten. Teilstücke der Blattverschiebungen fehlen im Kartenbild. Da sie primär keinen vertikalen Versatz aufweisen (Abb. 57), müssen sie bei der Flächenkartierung nicht unmittelbar aufgefallen sein. Im Nordosten, wo sich der vermutete Pull-apart-Graben schließt, liegt der Aufschluss an der Merten-Mühle. Dort war eine außergewöhnlich breite „Ruschelzone“ einer Störung beobachtet worden (Messpunkt UNB8 in Kap. 7.4.1.). Der weitere Verlauf der 42°-Störung in Richtung Nordosten ist in Abb. 4 wohl nicht ganz korrekt dargestellt. Ein „weicheres“ Einschwenken in die 50°-streichende Störung in Richtung Reing, den „Fellericher Sprung“, ist wahrscheinlich. Darauf, dass sich dort zwei Störungen vereinigen, deuten die von PETERS (1985) ermittelten, stark schwankenden Verikalversätze entlang dieser Großstörung. Die sinistrale Verschiebungsweite östlich

von Fellerich könnte bei 1 km liegen. Dieser Betrag ergibt sich, wenn man die nordabsetzenden variszischen Störungen – die langgestreckte nordwestlich Könen (Abb. 71) und die vermutete südlich Fellerich – als ursprünglich zusammenhängende Teilstücke eines variszischen Lineamentes interpretiert (Kap. 5.3.: S. 99).

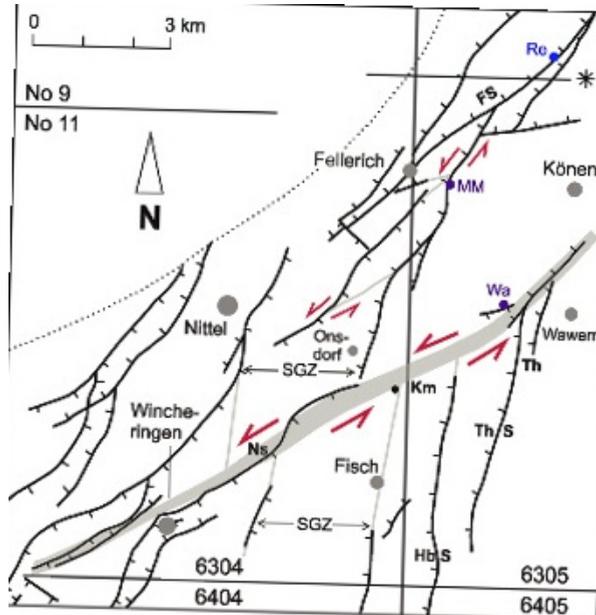


Abb. 71: Sinistrale Horizontalverschiebungen im mittleren und nördlichen Saargau (Re = Aufschluss oberhalb von Reinig (?SIN6), MM = Merten-Mühle (UNB8), Wa = Aufschluss Wawern (UNB16), FS = Fellericher Sprung, SGZ = Saargauer Grabenzone, Ns = Niedersöst, Km = Kümmern, Th = Tobiashaus, ThS = Tobiashausstörung, HbS = Hosteberg-Störung, *: Blattgrenze 6205/6206).

- SIN18

(Text siehe oben). Region Fellerich–Onsdorf (Abb. 71): Sinistraler Pull-apart-Graben zwischen zwei Nordost-Südwest-Störungslinien (Blattverschiebungen), die zwischen 42 und 55° streichen.

Anmerkungen: Die Teilstücke der genannten Störungslinien sind im Kartenbild getrennt und zeigen gegensinnig ausgerichtete Vertikalversätze. Dies ist sowohl der jeweiligen Position innerhalb der Verbindungsstruktur als auch einer jüngeren vertikalen Überprägung zuzuschreiben.

Die nächste sinistrale Blattverschiebungszone ist im mittleren Saargau, im Bereich Wincheringen–Niedersöst zu finden. Von dort aus setzt sie sich in die Region nordwestlich von Wawern fort (Abb. 71). Der entscheidende Hinweis auf eine Horizontalverschiebung ist der linkshändige Versatz der Saargauer Grabenzone. Der von rheinischen Bruchlinien begrenzte Kernbereich dieser Grabenzone liegt im Süden in gleicher Breite (etwa 2,7 km) etwa 1 km weiter östlich (Kap. 5.3.: S. 94). Ein ähnliches Bild entsteht, wenn man die Position der lang gestreckten rheinischen Randstörungen

im Osten betrachtet. Überdies enden die Hosteberg-Störung und die Tobiashausstörung im Südosten – und noch eine weitere Kleinstörung östlich davon – an der von PETERS (1985) auskartierten, etwa saiger stehenden Diagonalstörung bei Wawern. Diese markiert wohl die östliche Fortsetzung der Blattverschiebung (vgl. UNB11, Kap. 7.4.1.). Nach Westen hin setzt sie sich in der Nordstörung des Wincheringer Schmalgrabens fort. Entstanden als sinistrale Horizontalverschiebung, ist diese Zerrüttungszone wohl streckenweise bei späteren Hebungsbewegungen vertikal akzentuiert worden. Dazwischen, im östlichen Teil der Saargauer Grabenzone, ist ihr (sekundärer) Vertikalversatz wohl weniger stark, sodass sie bei der geologischen Flächenkartierung nicht entdeckt werden konnte. Eine Scherungsbahn mit entsprechender Gesteinszerrüttung ist im Verbindungsstück jedoch anzunehmen. Der horizontale Verschiebungsbetrag beläuft sich bei Kümmern etwa auf 1 km und bei Niedersöst etwa auf 1,3 km. Nach Westen hin, westlich von Wincheringen, läuft die Blattverschiebung aus. Die Mondorfer Schmalgrabenzone westlich der Mosel ist nicht mehr versetzt worden. Bei Niedersöst, im Bereich der maximalen Verschiebungsweite, sind von RÖBLE (1997) „Trochitendolomit-Kataklasten“ beschrieben worden (Kap. 6.1.4.: S. 118f). Westlich von Wawern war eine komplexe Störungszone mit mehreren 55°-streichenden Kleinstörungen und einer ebenso orientierten S-förmig gebogenen Klufffläche erschlossen (UNB16 in Kap. 7.4.1.).

- SIN23

(Text siehe oben und Kap. 5.3.: S. 94). Mittlerer Saargau, Großraum Wincheringen–Wawern (Abb. 71): Kernbereich der Saargauer Grabenzone ist südlich einer etwa 60°-streichenden, im Nordosten auf etwa 55° umbiegenden Blattverschiebungszone sinistral nach Osten versetzt. Verschiebungsweite 1 bis 1,3 km.

Der sich nach Süden anschließende, bogig ausgeformte Schmalgraben von Wincheringen stand im Verdacht, ein Pull-apart-Graben zu sein (Abb. 39 + Kap. 6.3.3.: S. 139). Auch eine sinistrale Verbindungsstruktur war erwogen worden. Die inzwischen fertiggestellte Frankfurter Diplomkartierung HRABOVSKY (2012) steuerte neue, klärende Geländebefunde dazu bei. Danach entfällt die Notwendigkeit für die ursprünglich von BAUMANN (1964) kartierte östliche Ausbuchtung des Grabens etwa 1,5 km südlich von Wincheringen. Diese sehr auffällige Rundung war in der hier dargestellten Störungskarte (Abb. 38) bereits stark „entschärft“ worden, in Anlehnung an die Kartierbefunde von RÖBLE (1997). Nach der Karte von HRABOVSKY kann sie gänzlich entfallen (vgl. Abb. 71 sowie Abb. 75 in Kap. 7.3.2.). Damit erübrigt sich die typische bogenförmige Geometrie, die einen sinistralen Pull-apart-Graben vermuten ließ. Andere Hinweise dafür fehlen ebenfalls.

Eine weitere sinistrale Blattverschiebung ist im südlichen Saargau entwickelt, im Bereich des Tettingen-Sinzer Schmalgrabens (Abb. 38 und 39). Dieser über 6 km lange Schmalgraben ist uneinheitlich ausgebildet (KULKE 1963). Im Nordosten und Südwesten streichen die Störungen 35 bis 45°, wie es für das dortige diagonale Richtungssystem charakteristisch ist. Der Mittelteil hingegen streicht 50°. Er liegt erkennbar quer zum Rest der Gesamtstruktur. An seiner südlichen Begrenzungsstörung ist die von Süden heranziehende diagonale Störung Wochern–Sinz um etwa 1,5 km nach Südwesten versetzt worden. Die Ausformung der zerrütteten Blattverschiebungszone als Schmalgraben mit einer südöstlichen Hauptstörung (Abb. 39) kann erst später geschehen sein, im Zuge der relativen Anhebung der Siercker Schwelle im Südosten. In der nordöstlichen Fortsetzung hat sich die Blattverschiebung bei der jungen Huns-

rück-Hebung als Linie einer mechanischen Entkopplung zweier Schollen ausgewirkt. Dort zeigt sich am TK 25-Blattrand 6404 / 6405 (Abb. 38) das kartierte Ende zweier rheinischer Störungen, die von Norden und Süden heranreichen (Kap. 5.3.: S. 94). Nach Südwesten hin klingt die Blattverschiebung noch auf deutschem Gebiet aus; die Region des etwa Nord-Süd-streichenden Moselschmalgrabens ist nach derzeitigem Kenntnisstand davon nicht mehr betroffen.

- SIN20

(Text siehe oben). Südlicher Saargau, Region Tettingen–Sinz: Lang gestreckte, 50°-streichende, im Nordosten auf etwa 47° abdrehende Blattverschiebung. In ihrem Westteil sinistraler Versatz einer diagonalen Bruchlinie des Grabens von Thionville. Verschiebungsweite etwa 1,5 km.

Im Südosten des Untersuchungsgebietes wird die Randzone der Siercker Schwelle von einer lang gestreckten, komplex aufgebauten Störungszone ausgestaltet (Abb. 38). Sowohl die Nordwest-Abdachung der variszisch streichenden Siercker Schwelle als auch die südöstliche Schulter des diagonalen Grabens von Thionville sind hier strukturell vorgezeichnet (Kap. 5.). Zwei stark ausgeprägte Bruchscharen interferieren. Dadurch war diese alt angelegte Schwächezone geradezu prädestiniert für horizontale Relativbewegungen. Es könnte dort eine relativ breite Scherzone mit mehreren Bewegungsbahnen und einer lokal deutlich verstärkten Zerrüttung entstanden sein. Mehrere Beobachtungen deuten darauf hin. So hat sich dort ein etwa 50°-streichender Schmalgraben entwickelt, ohne eine deutlich akzentuierte Hauptstörung (Abb. 39). Es ist der Schmalgraben von Faha. Nach Nordosten hin setzt er sich in einer weiteren derartigen Struktur bei Freudenburg fort. Im südlichen Randbereich davon fanden sich 50°-streichende Bewegungsspuren mit vermutlich sinistralen Bewegungssinn (Matrixfeld ?SIN6 in Kap. 7.4.1.). Entwickelt waren sie in lokal intensiv verkarsteten Muschelkalk-Dolomiten (Einführung in Teil III). Nördlich des Schmalgrabens drehen die rheinisch streichenden Randstörungen des Hunsrücks – sie kennzeichnen die alt angelegte östliche Schulter der Saargauer Grabenzone – in auffälliger Weise nach Südwesten hin ab (Kap. 5.3.: S. 95). Auch dies macht eine sinistrale Verstellung wahrscheinlich. Weiter südlich, an der Untersten Stegmühle im Leukbachtal (US in Abb. 38), war der dort etwa 50° streichende „Freudenburger Sprung“ erschlossen. Der dortige tektonische Befund lieferte das Matrixfeld UNB13 (Kap. 7.4.1.), eine horizontale Bewegungskomponente bildete sich ab. Zwischen der nördlichen Schmalgraben-Lineation und dem Freudenburg Sprung sind die südlichen Fortsetzungen der oben schon erwähnten rheinischen Randstörungen der Saargauer Grabenzone stark disloziert und sinistral verschoben worden. Sollte es sich primär tatsächlich um dieselbe Zweierstaffel von rheinischen Randbrüchen gehandelt haben, so ist eine erhebliche Verschiebungsweite an der Blattverschiebungszone des Faha-Grabens abzuleiten. Diese könnte dann etwa 2,7 km betragen haben. Südlich des Freudenburg Sprungs ist eine rheinische Störung zu erkennen, deren umschwenkender Nordteil ebenfalls die beschriebene sinistrale Verstellung andeutet. Je nachdem, ob es sich um eine potentielle primäre Fortsetzung der westlichen oder östlichen rheinischen Randstörung handelte, ist hier ein sinistraler Versatz von 1,4 oder 0,1 km abzuschätzen. Der erste Betrag ist angesichts der Schrägstellung der Randstörungen plausibler. Dass es sich bei den „flach streichenden“ Kleinstörungen um Fiederstörungen handelt (Kap. 6.3.2.: S. 137), ist angesichts der Gesamtgeometrie wenig wahrscheinlich [Der im vorgenannten Text (Kap. 6.3.2.) verwendete Begriff „Westflanke“ war ein Fehler, gemeint war dort natürlich Ostflanke].

Der geschilderte strukturelle Gesamtbefund rechtfertigt die Ausweisung von zwei SIN-Matrixfeldern.

- SIN21

(Text siehe oben). Südlicher Saargau, Region Oberleuken–Faha–Freudenburg–Nordwest: Sinistrale Horizontalverschiebung an einer 50° , im Osten eher 55° streichenden strukturellen Schwächezone (Schmalgraben von Faha). Verschiebungsweite etwa 2,7 km (?).

- SIN19

(Text siehe oben). Südlicher Saargau, Region Oberleuken–Freudenburg: Sinistraler Versatz und rotierende Verstellung (Uhrzeigersinn) von Randstörungen der Saargauer Grabenzone. Streichen der Blattverschiebung zwischen 45 bis 50° (vgl. Messpunkt UNB13). Die Verschiebungsweite liegt wahrscheinlich bei 1,4 km.

Hinweise auf Blattverschiebungen, die zwischen 90 und 180° streichen, sind äußerst rar. So sind ja auch Störungen dieser Ausrichtung generell sehr selten im Kartenbild der Trier-Luxemburger Bucht dokumentiert (Abb. 4 und 38). Lediglich in der Region Osweiler–Rosport, im Nordostteil des luxemburgischen GK 25-Kartenblattes Echternaches, treten Querstörungen auf. Darauf hatte bereits LUCIUS (1948) hingewiesen (Kap. 5.1.). Eine horizontaltektonische Auswertung der aktuellen GK 25 (HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971) ergibt folgendes. An zwei dieser Störungen, der 134° -streichenden Linie im Nordosten und der 132° -streichenden bei Dickweiler, haben wohl sinistrale Relativbewegungen stattgefunden (Abb. 72). Dies gilt dann, wenn es sich bei den dort vorkommenden Südost-gerichteten Abschiebungen ursprünglich um zwei

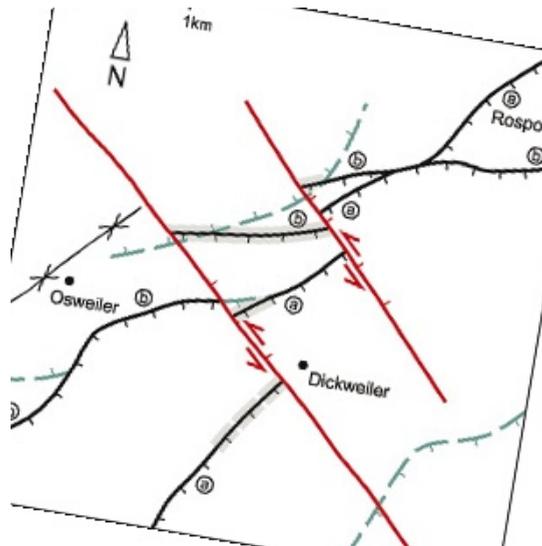


Abb. 72: Horizontaltektonische Ausdeutung der Region Osweiler–Rosport/West-Luxemburg (rot: Blattverschiebungen, nur streckenweise vertikaltektonisch erkennbar, anzunehmende Längen erweitert; türkis gerissen: jüngere, später entstandene Abschiebungen (Nachbrüche); grau unterlegt: modifiziert gegenüber HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971 unter Berücksichtigung der Morphologie und der Ausbissbefunde).

durchgehende Bruchlinien gehandelt hat. Diese wären dann im Nordosten zunächst um 400 m versetzt worden. Etwas weiter südwestlich wären dann weitere 700 m hinzugekommen. Dies ergibt sich, wenn man die beiden Einzelstörungen sauber differenziert und den Verlauf einiger weniger Störungsabschnitte geringfügig modifiziert. Innerhalb der Ausstrichgebiete des monoton ausgebildeten Pseudomorphosenkeupers und des höheren Oberen Muschelkalks bestehen dafür gewisse Freiheitsgrade. Die nordwestwärts gerichtete rundliche Störung im Norden wäre dann als jüngerer, erst später eingebrochenes Strukturelement zu bewerten. Es zeichnet sich ab, dass diese hier rekonstruierte Doppelstaffel von sinistralen Blattverschiebungen strukturell stark überprägt ist. Dies macht es wahrscheinlich, dass es sich um relativ alte Strukturen handelt (Kap. 7.5., 7.6. und 8.1.2.).

• SIN28

(Text siehe oben, Abb. 72). Region Osweiler–Dickweiler–Rosport/West-Luxemburg: Sinistraler Versatz von sich kreuzenden Nordost–Südwest–Störungen an zwei Blattverschiebungen, die 132° und 134° streichen. Verschiebungsweiten: 400 m (im Nordosten) bzw. 700 m (im Südwesten).

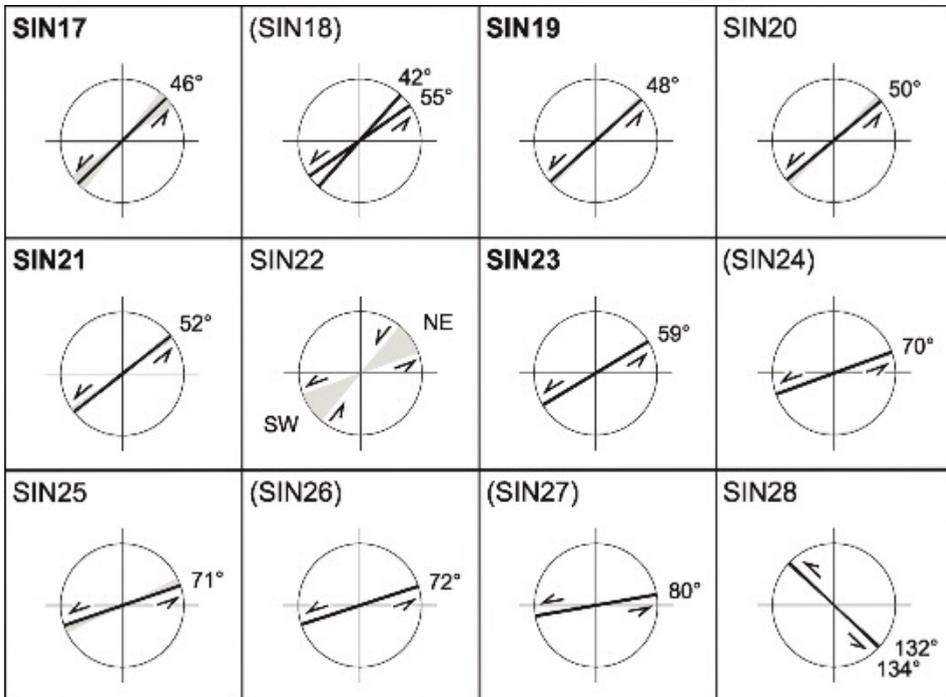


Abb. 73: Matrix der im geologischen Kartenbild dokumentierten sinistralen Horizontalbewegungen (Erläuterungen im Text).

7.2.3. Zusammenfassung und erste Ausdeutung

Eine Sichtung der bisher dargestellten Ergebnisse zu sinistralen Bewegungen ergibt folgende Gruppierung der Verschiebungsrichtungen. Eine erste Gruppe umfasst die recht weite Winkelspanne von 15 bis 59°. Eine genauere Betrachtung zeigt, dass darin die 45 bis 59°-Richtung besonders deutlich heraussticht. Dies zeigen die sehr prägnanten Befunde von SIN5, SIN17, SIN19 und SIN21 bis SIN23. Der 70 bis 80°-Bereich wird durch vier Matrixfelder der Kartenauswertungen dokumentiert (SIN24 bis SIN27). Es folgen drei vereinzelt Scherflächen nahe der Ost-West-Richtung. Sie streichen 91° (SIN6), 99° (SIN7) und 112° (SIN8).

Die nächste Gruppe umfasst den Richtungsbereich von 130 bis 144° Grad mit 5 Vertretern (SIN9 bis SIN12 und SIN28). Im Bereich der höheren Streichwerte existiert eine Gruppe bei 155 bis 167° (SIN13 bis SIN16).

Bei Berücksichtigung von Altershinweisen fällt auf, dass die letztgenannte Gruppe diesbezüglich inhomogen ist. Sie beinhaltet die jüngste überhaupt aufgefundene sinistrale Bewegungsspur, nämlich die belagfreien Kratzspuren in 155°-Richtung im Steinbruch Eßlingen (SIN13). Diese bildeten sich unter der Einwirkung des jüngsten regionalen Spannungsfeldes mit seiner etwa 126° ausgerichteten Schubspannung (vgl. KMP12, Kap. 7.1.1. und 7.5.). Dieselbe Messlokalität lieferte aber auch Hinweise auf eine ähnlich orientierte (159°), aber recht alte sinistrale Horizontalbewegung. Innerhalb des stark belegten Matrixfeldes SIN14 waren ja zwei verschiedene Generationen von gleichartig streichenden sinistralen Harnischen gemeinsam dargestellt worden. Beide traten zusammen mit Klufftapeten auf. Auf den dunklen, eisenreicheren, bräunlichen Kalzitbeschlägen waren so genannte Hungerkristalle entwickelt (Abb. 18). Derartige Kristallbildungen zeigen eine syngenetische Mangelsituation an. Dies lässt eine Entstehung bei noch vorhandener tieferer Versenkung dieses Gebirgsbereichs annehmen. Die gemeinsam damit dokumentierte Scherbewegung ist wohl also relativ alt.

Abgesehen von den Streichwerten der im Aufschluss eingemessenen Scherflächen stehen in den meisten Fällen auch Informationen über eine eventuelle Neigung der Lineare zur Verfügung. Auch daraus lassen sich im Einzelfall Hinweise über das Alter der dokumentierten Horizontalbewegungen ableiten. Neigungswinkel von Linearen können – bei transtensivem Regime – auf zwei Arten entstehen. Im ersten Fall ist die zugrunde liegende Bewegung von Anfang an eine nicht-horizontale Schrägabschiebung gewesen. Solchen Bewegungen hatte nicht nur eine Scherspannung, sondern auch eine gewisse Dehnung zugrunde gelegen. Dies war dann der Fall, wenn die Bewegungsfläche nicht im mechanisch idealen Winkel von etwa 30 bis 35° zur Kompressionsrichtung orientiert war, sondern näher an der Ausrichtung der Kompression. Parallel zur größten Hauptnormalspannung σ_1 entstehen ja Abschiebungen und Dehnungsklüfte (Abb. 84 in Kap. 7.5.), bei Winkelabweichungen dazu kommt es zur Schrägabschiebung. Horizontalbewegungen im idealen Winkelbereich sind oft durch gut ausgeprägte, polierte Bewegungsflächen gekennzeichnet. Horizontalbewegungen mit Dehnungskomponenten hingegen können mit Kluffbeschlägen und -tapeten einhergehen. Diese sind in den Matrixfeldern entsprechend vermerkt worden, mit einem oder zwei kleinen x für Kristalle im Allgemeinen.

Im zweiten Fall der Bildung von geeigneten Linearen war ursprünglich eine horizontale Verschiebung abgelaufen. Im Verlauf der nachfolgenden tektonischen Entwicklung des Deckgebirgsstockwerks ist es dann aber zu einer sekundären Abbiegung oder Verkipfung des Schichtkomplexes und der darin erhaltenen Bewegungslineare gekommen.

Der zuletzt geschilderte Werdegang ist bei West-Neigungen von Harnischlinearen wahrscheinlich. Das Untersuchungsgebiet umfasst den Ostrand der Trier-Luxembur-

ger Bucht. Eine sekundäre Abdachung nach Westen und Südwesten zum stark abgesenkten Pariser Becken hin ist heute das übergeordnete Charakteristikum der Schichtlagerung. Im zentralen nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes ist überdies ein deutliches Nordwest-Schichteinfallen entwickelt. Darin bildet sich die großräumige Abdachung von der diagonalen Luxemburger Zentralschwelle zur Senkungszone des Luxemburger bzw. Südeifeler Zentralgrabens ab (Abb. 5).

Ostwärtige Neigungen von Harnischlinearen hingegen sind dementsprechend auffällig. Bei den sinistralen Bewegungsspuren ist dies lediglich in drei Matrixfeldern dokumentiert. Die Nordost-Neigung bei SIN5 ist nur schwach ausgeprägt. Sie soll erst in einem größeren Zusammenhang ausgedeutet werden (Kap. 8.4.). Hingegen beträgt sowohl die Nordost- als auch die Südost-gerichtete Neigung von SIN4 (30-33°) bzw. SIN11 (138°) etwa 5°. Beide Neigungen, vor allem die zweite Bewegungsrichtung, passen überhaupt nicht zur heutigen tektonischen Position der Aufschlusspunkte im Kylltal. Beide liegen sie an der Nordwest-Abdachung der Luxemburger Zentralschwelle und überdies auf der Ost-Schulter der Saargauer Grabenzone. Beides würde eine (sekundäre) westliche Neigung der Lineare erwarten lassen. Eine abwärts gerichtete relative Schollenbewegung nach Osten oder sogar nach Südosten könnte dort allerdings bei einem spätmesozoischen oder alttertiären Subsidenzgeschehen abgelaufen sein. Auch könnten sie so alt sein, dass sie durch eine solche Subsidenz sekundär nach Osten geneigt worden waren. In früherer Zeit lagen die regionalen Subsidenzzentren noch tendenziell im Osten (Kap. 8). Für das Eozän wird dies durch die Vorkommen der überwiegend mitteleozänen Tone von Binsfeld und Speicher und der ähnlich alten Vallendarer Schotter dokumentiert (DITTRICH 2011b und Kap. 8.2.). Keines dieser auf den Hochflächen erhaltenen Vorkommen liegt westlich der zwei Messlokalitäten. Bei den betreffenden sinistralen Horizontalbewegungen in 32°-Richtung und in 138°-Richtung handelt es wohl also um sehr alte Bewegungen. Diejenige der 138°-Richtung, die einem völlig anderen Spannungsfeld zuzuordnen ist, könnte sogar noch deutlich älter sein als Eozän. Tatsächlich fügen sich diese Befunde gut in die von SCHUMACHER (2002) und SCHWARZ (2012) rekonstruierten Spannungsfelder des späten Mesozoikums und des Alttertiärs ein (Kap. 7.6.). Auch die Tatsache, dass die aus dem Kartenbild rekonstruierten Blattverschiebungen in 132 bis 134°-Richtung stark von jüngeren Bruchstrukturen überprägt sind (SIN28), spricht dafür, dass sie ein recht hohes Alter aufweisen. Im Gegensatz dazu steht allerdings, dass die starke sinistrale 130 bis 138°-Horizontalbewegung im Kylltal (SIN10 und SIN11) von Prof. Dr. K. REICHERTER als eine relativ junge Bewegung eingestuft wurde. Angesichts der Gesamtheit der hier dargelegten Befunde (vgl. auch SIN28) ist dies in Zweifel zu ziehen (Kap. 7.6.).

Weitere Erkenntnisse zu den Altersrelationen lassen sich aus der Qualität der Erhaltung von reliktschen Pull-apart-Gräben in der tektonisch stark beanspruchten Region nordwestlich von Trier ableiten. Wegen der starken bruchhaften Überprägung der 70°-Pull-apart-Struktur (SIN24) ist ihr ein höheres Alter zuzuordnen als den besser erhaltenen, westlich benachbarten 46°-Pull-apart-Gräben (SIN17).

Weiterführende Aussagen zur zeitlichen Aufeinanderfolge der sinistralen Bewegungsrichtungen sind erst unter Einbeziehung der nachfolgend dargelegten Beobachtungen möglich.

7.3. Dextrale Horizontalbewegungen

7.3.1. Hinweise durch unmittelbare Bewegungsspuren

Die Art und Symbolik der Darstellung der Messergebnisse in Form einer Matrix ist bereits in der Einführung zu Kap. 7. und in Kap. 7.2.1. erläutert worden.

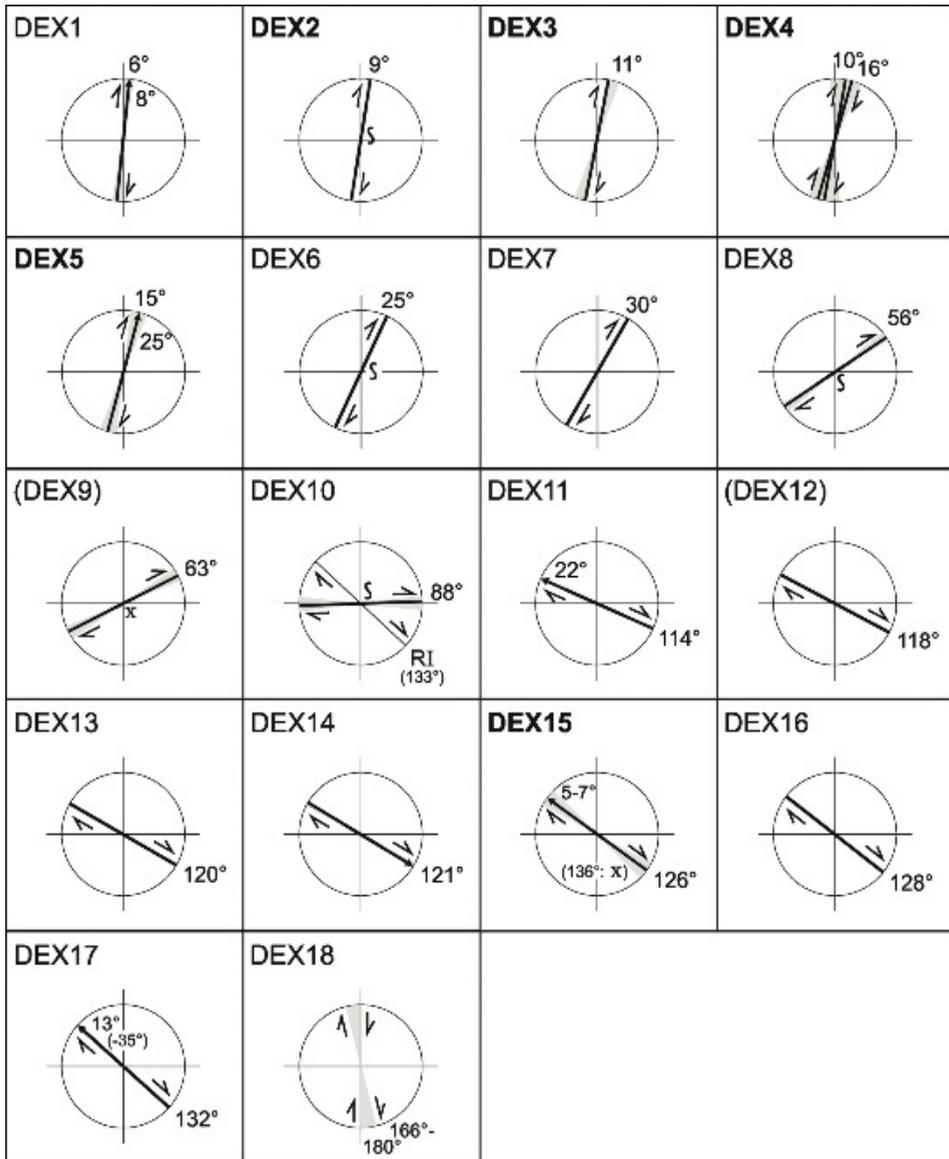


Abb. 74: Matrix der im Aufschluss ermittelten dextralen Horizontalbewegungen (Erläuterungen im Text).

- **DEX1**
(Kap. 4.2.2.: S. 48 + Abb. 15). Autor: K. REICHERTER. Steinbruch Eßlingen, Südost-Ecke, Oberer Muschelkalk: Slickolites auf 16°-streichenden Kluftflächen. Slickolite-Zapfen dokumentieren eine 6°-streichende dextrale Scherbewegung, 8° nach NNE einfallend.

Anmerkungen: Dies entspricht recht genau der von DITTRICH (2009: Abb. 18) für diese Region dokumentierten rechtshändigen Relativbewegung an einer etwa 5°-streichenden Blattverschiebung (dex V).

- DEX2

(Kap. 6.2.1.: S. 130 + Abb. 55). Dolomitsteinbruch Hippert/Schloss Thorn bei Palzem/Obermosel, unterer Gewinnungsbereich, Oberer Muschelkalk: Eine etwa 9°-streichende Bewegungsbahn mit bogig geschwungenen, sehr engständigen Klüften. Anmerkungen: Bewertung als dextrale Relativbewegung erst nachträglich, durch Befunde im nördlichen, oberen Steinbruchteil (vgl. Einführung in Teil III).

- DEX3

(Kap. 6.2.3.: S. 128 + Abb. 53). Dolomitsteinbruch Hippert/Schloss Thorn, unterer Gewinnungsbereich, Oberer Muschelkalk: An der Südwand eine 10 bis 11°-streichende Störungsfläche, mit westwärtigem Einfallen von 70°. Starke Gesteinszerrüttung im Nahbereich der Störung und etwa horizontale Striemungen auf der Störungsfläche. Anmerkungen: Bewertung als dextrale Relativbewegung erst nachträglich, durch Befunde im nördlichen, oberen Steinbruchteil (vgl. Einführung in Teil III).

- DEX4

Autoren: D. DITTRICH (Kap. 6.2.1.) und WAGNER (2012) (vgl. Einführung in Teil III). Dolomitbergwerk TKDZ/Wellen, Oberer Muschelkalk: Dextrale Horizontalbewegungen an etwa Nord-Süd ausgerichteten Flächen (Streichwerte: WAGNER: 176°, 177°, 179°; DITTRICH: 4°, 10°, 15°, 24°, 25°). Bogig ausgeformte Bewegungsflächen mit 10° und 16°-Streichen; Bewegungssinn nach WAGNER (2012).

- DEX5

(Einführung zu Teil III, Abb. 60b). Dolomitsteinbruch Hippert/Schloss Thorn bei Palzem/Obermosel, obere Erweiterungsfläche, Top Oberer Muschelkalk: Zwischen 7 und 24°, im Durchschnitt etwa 15° streichende Teilstrecken von zwei Kleinstörungen (0,85 und 1,7 m Versatz nach Westen) mit dextralen Striemungen, die mit 20 bis 30°, meist mit etwa 25° nach NNE geneigt sind.

- DEX6

(Kap. 4.2.4.: S. 59 + Abb. 25 oben). Spitzkehre an der Landstraße L 2 über Holsthum, Luxemburger Sandstein: Typisch wellig gescheibte Sandstein-Absonderung. Auf den bogenförmigen, etwa 25°-streichende „Scheibenflächen“ dextrale horizontale Faserharnische.

- DEX7

(Kap. 4.1.: S. 40). Autorin: KREMB-WAGNER (1988). Bereich Auwer Hochscholle, Buntsandstein: 30°-streichende dextrale Horizontalharnische.

- DEX8

(Kap. 4.2.5.: S. 65 + Abb. 29 oben). Steinbruch Kersch ([11] in Abb. 36), witterungsgeschützte Ecke der temporären Abbaufont im Südost-Teil des Bruchs, Unterer Muschelkalk: Zarte dextrale horizontale Faserharnische auf eng gescharten, etwa 56°-streichenden Kluffflächen (Streichrichtungen: 50°, 56°, 58° und 59°).

- DEX9

(Kap. 4.2.5.: S. 66 + Abb. 29 unten). Steinbruch Kersch ([11] in Abb. 36), Unterer Muschelkalk: Reste horizontalgestriemter hellorange-gelber kalzitischer Klufftapeten mit Streichwerten von 56 bis 68° (6 Werte, Durchschnitt: 63°). Abbruchstufen an gestriemten Klufftapeten deuten auf dextrale Relativbewegungen.

- DEX10

(DITTRICH 2012: S. 81f + Abb. 37). Wolfsschluff nordöstlich von Bollendorf, Luxemburger Sandstein: S-förmig gebogene, etwa 88°-streichende Klufffläche (Messwerte 83°,

87°, 92°), umgeben von 88 bis 96°-streichenden, dicht gescharten normalen Klüften. Anmerkungen: Die S-förmig gebogene Klufffläche wurde als Hauptbewegungsfläche gewertet (vgl. Kap. 4.2.3.). Eine zweite Flächenschar umfasst dicht gescharte horizontalgestriemte 130 bis 132°-Flächen. Anbrüche daran vermitteln undeutlichen Eindruck von dextralen Bewegungen. Wenn es Riedelflächen zu den erstgenannten Flächen sind, handelt es sich insgesamt um eine (starke) dextrale Relativbewegung.

- DEX11

(Kap. 4.2.1.: S. 41). Autoren: D. DITTRICH und K. REICHERTER. Ehemaliger Steinbruch in einer Kurve der Landesstraße L 39 am westlichen Kyll-Talhang westlich von Speicher ([1] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: 112 bis 116° streichende dextrale Harnischlineare, mit 21 bis 23° nach WNW geneigt.

Anmerkungen: Von Herrn Prof. Dr. K. REICHERTER/Aachen wurden sie vor Ort als Merkmale einer relativ alten Deformationsphase klassifiziert.

- DEX12

(bisher nicht referiert). Autor: HLASTA (1991: S. 73). Aufschluss nordnordwestlich des Bahnhofs Speicher im Kylltal (Blatt 6005 Bitburg: R 25 44 150, H 55 33 100), Oberer Buntsandstein: 118°-streichende horizontale Harnischstriemung. In der beigefügten Anlage 4 war dazu ein dextraler Verschiebungssinn verzeichnet.

- DEX13

(Kap. 4.2.1.: S. 45). Autorin: MÜLLER (2006). Landesstraße L36 östlich Laymühle, unmittelbar südlich von Philippsheim ([6] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Markante, etwa 120°-streichende dextrale Horizontalharnische, etwa 8 m über dem Straßenniveau.

- DEX14

(Kap. 4.2.4.: S. 59 + Abb. 25 unten). Spitzkehre an der Landesstraße L 2 über Holsthum, Luxemburger Sandstein: Etwa 121°-streichende dextrale subhorizontale Faserharnische, schwach nach ESE geneigt (Streichwerte: 118°, 120°, 122°, 122°).

- DEX15

(Kap. 4.2.1.: S. 41 + Abb. 10). Autorinnen: OEHMS (2006) und D. DITTRICH. Ehemaliger Steinbruch in einer Kurve der Landesstraße L 39 am westlichen Kyll-Talhang westlich von Speicher ([1] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Dextrale, durchschnittlich etwa 126°-streichende Lineare (Messwerte 119°, 124°, 129°, 135°), mit 5 bis 7° nach Nordwesten geneigt.

Anmerkungen: Die 135°-streichende Bewegungsspur tritt mit einer Quarztape auf.

- DEX16

(Kap. 4.2.1.: S. 41). Autorinnen: OEHMS (2006) und D. DITTRICH. Ehemaliger Steinbruch am Westhang der Kyll, südlich der Moltkeburg ([2] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Horizontale dextrale Quarz-Faserharnische, Streichwerte zwischen 119 und 133° (durchschnittlich: 128°).

- DEX17

(Kap. 4.2.1.: S. 43 + Abb. 12). Autoren: OEHMS (2006), D. DITTRICH und K. REICHERTER. Radwanderweg am Ostufer der Kyll, gegenüber der Looskyllermühle ([3] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Dextrale horizontale Harnischlineare (Streichwerte 126 bis 141°, Durchschnitt: 132°). Lineare deutlich nach Nordwesten geneigt.

Anmerkungen: Im Aufschlussbereich steigert sich die Neigung der Lineare von 13° auf 35°. Dies geht einher mit einer Verstellung der Schichtung bis hin zu einem 30°-Einfallen nach Nordwesten. Es bildet sich der Flexurbereich einer Nordost-Südwest-Störung ab, die jünger ist als die Horizontalbewegung.

- DEX18

(Kap. 6.2.1.: S. 121f). Dolomitbergwerk TKDZ/Wellen, Messpunkt 9c im Mittleren

Lager, Oberer Muschelkalk: Dextrale Horizontalharnische auf Kluffflächen, Streichwerte 166°, 169°, 176° und 180° (0°; Durchschnitt: 173°).

Anmerkungen: Bewegungsflächen (teilweise) als Slickolite-Flächen zu bewerten, insofern besteht keine exakte Abbildung der eigentlichen Scherspannung. Es handelt sich wohl um kompressiv überprägte ältere konjugierte Kluffflächen des variszischen Richtungssystems.

7.3.2. Hinweise durch das kartierte Störungsmuster

Auch in diesem Kapitel – wie in Kap. 7.2.2. – ist wieder die Matrix im hinteren Teil eingeordnet. Darin sind die Matrixfelder nach ansteigenden Gradzahlen angeordnet und nummeriert. Die nachfolgende Besprechung hingegen folgt eher genetischen Zusammenhängen und ist – pro Themengruppe – grob von Norden nach Süden geordnet.

Zunächst wird auf dextrale Horizontalbewegungen entlang von rheinisch streichenden Bruchlinien eingegangen.

Im Norden und Nordwesten der Trierer Bucht wurden von DITTRICH (2009: Abb. 18) starke dextrale Bewegungen entlang von mehreren rheinischen Verschiebungsbahnen rekonstruiert. Von Westen nach Osten, bis in die Region von Eßlingen (Abb. 4), sind fünf größere Blattverschiebungslinien erkannt und als Lineamente dex I bis dex V bezeichnet worden. Deren Streichwerte variieren im Bereich von 5 bis 13°. Die im Einzelfall entwickelten Zonen engständiger Kluffscharen und einzelne begleitende Kleinstörungen weisen Streichwerte zwischen 359° (179°) und 25° auf. Die Blattverschiebungslinien dex I bis dex IV sind überdies in der nordwestlichen Trierer Bucht verbunden durch Pull-apart-Strukturen. Diese fungieren als Verbindungsstrukturen zwischen rechtstretend gestaffelt angeordneten Störungen (DITTRICH 2009: Kap. 5.2 + Abb. 18, DITTRICH & HERMLE 2010: Abb. 23). Ein transtensives Entstehungsregime zeichnet sich dadurch ab.

Mit einer Verschiebungsweite bis zu 3,5 km (DITTRICH 2009) ist die vom Nimstal nachgezeichnete Blattverschiebung dex IV („Nimstal-Fuge“) bei weitem die längste und wichtigste. Nach der später entstandenen, schematisierten Darstellung der Abb. 5 ist am Rande der Zentralschwelle sogar ein Versatz von etwas über 4 Kilometern möglich. Nach Süden reicht diese Bewegungsbahn noch mindestens bis in die Region Echternacherbrück–Minden. Der dortige horizontale Versatz der alten variszischen Schwellenstruktur des Horsts von Echternach ist nur sehr ungenau zu beziffern (Kap. 5.1.: S. 84). Die Verschiebungsweite liegt hier aber deutlich unter der im Norden. Am Nordrand der Horststruktur sind etwa 1 bis 2 km Versatz möglich (DITTRICH 2009: S. 95f und Abb. 18; vgl. auch Teil I: Abb. 5). Offenbar verringert sich die Prägnanz dieser Blattverschiebung nach Süden hin.

Es stellt sich die Frage nach der südlichen Fortsetzung dieses dextralen Lineamentes, in den Bereich des hier untersuchten Gebietes. Nach den bisher vorliegenden Daten ist dies nur schwer zu beantworten. Zwei Möglichkeiten bestehen. Entweder existiert in der unmittelbaren streichenden Verlängerung der rheinischen Störungslinie eine bislang nicht kartierte horizontaltektonische Zerrüttungszone, die das Sauerland dort kreuzt, wo der Flusslauf nach mehreren Kleinschlingen wieder in die Ost-West-Richtung einbiegt. Die Morphologie des luxemburgischen Muschelkalk-Plateaus im Süden zeigt dafür jedoch keinerlei Hinweise. Oder aber die Verschiebungsbahn verläuft tendenziell im Bereich der verzeichneten NNE-SSW-Störung, die in den Altarm der Sauer östlich des Echternacher Umlaufberges hineinläuft. Dann würde hier eine gewisse Richtungsvariation der Blattverschiebung bestehen. Morphologisch

wäre ein 25°-streichender Verlauf plausibel. Eine derartige Variationsbreite von rheinischen Blattverschiebungen ist im Steinbruch Hippert im Süden des Untersuchungsgebietes konkret beobachtet worden (DEX5; vgl. auch Einführung in Teil III). Entsprechendes gilt im Dolomitbergwerk bei Wellen (DEX4). Auch bei Holsthum, 9 km nördlich von Echternach, sind 25°-streichende dextrale Bewegungsspuren nachgewiesen worden (DEX6).

Südlich der Sauer klingt die Blattverschiebung offenbar rasch aus. Die betreffende Region liegt genau dort, wo nordwestliche Ausläufer der sinistralen 132 bis 134°-streichenden Blattverschiebungen bei Dickweiler anzunehmen sind (SIN28, Abb. 72). Eine gleichzeitige Entstehung dieser beiden Typen von Verschiebungsbahnen ist wegen ihrer Winkelbeziehung wenig wahrscheinlich (Kap. 7.5.). Die sinistralen Querstörungen sind wohl deutlich älter (Kap. 7.2.3.). Wahrscheinlich hatten sie dort eine veränderte strukturelle Ausgestaltung der Krustenschollen hinterlassen, die die jüngere dextrale Bewegungsbahn nicht mehr durchdringen konnte.

Nördlich des Sauertales, im Bereich des Bohrpunktes 6104–87, ist westlich der Lineation dex IV eine strukturelle Tieflage belegt (DITTRICH 2009: S. 101 und Abb. 18). Eine Ost-abschiebende Gegenstörung, die eine kleine Tiefscholle abgrenzt, wäre möglich. Dass dort ein Pull-apart-Graben ausgebildet ist, der zu einem rechtstretenden Übertritt der auslaufenden dextralen Horizontalverschiebung nach Westen hin gehört, ist angesichts der geschilderten tektonischen Gesamtsituation ohne weiteres plausibel. Eine entsprechende Detailkartierung dieses Gebietes steht jedoch noch aus.

Ein anderes Gebiet mit mehreren dextralen Horizontalverschiebungen entlang von rheinischen Bewegungsbahnen ist die Region Niederdonven–Winchering–Schloss Thorn (Abb. 75).

Am deutlichsten hatte sich dies im Steinbruch Hippert bei Schloss Thorn abgebildet (DEX2, DEX3 und DEX5). Dort war offenkundig, dass eine etwa 9 bis 15°-streichende starke Bewegungszone mit starker Gesteinszerrüttung existiert. Nach Süden hin dokumentiert sie sich in der Morphologie des Moseltales. Die Bahnlinie und die Bundesstraße 419 zeichnen dort die rheinische Ausrichtung des Talhanges nach. Auch in der linearanalytischen Auswertung von Landsat-Satellitenbildern hatte sich dort ein markantes, knapp 3 km langes 15°-Linear abgezeichnet (GÜDEMANN 1982: Abb. 8). Darin können sich allerdings bloß die Eisenbahnlinie und die Talmorphologie abgebildet haben. Nach Norden hin zieht die rheinische Scherzone knapp östlich des Aufschlussbereichs des alten Dolomit-Steinbruchs nördlich des Thornkopfs vorbei (Kap. 6.2.3.: S. 132). Dann läuft sie auf die Nord-Süd-verlaufende Begrenzungsstörung des Wincheringer Schmalgrabens zu. Nordöstlich von Palzem weist dieser eine bogenförmige Rundung auf. Das Gegenstück dazu liegt am gegenüberliegenden Grabenrand. In beiden Fällen interferiert die rheinische mit der diagonalen Streichrichtung. Das rheinische Teilstück des östlichen Grabenrandes findet im Süden, im Nordteil einer ost-absetzenden Abschiebung westlich von Dilmar, eine streichende Fortsetzung. Unter Berücksichtigung der schon bekannten strukturellen Überprägung dieser Region durch junge Hebungsbewegungen und ein Deformationsereignis, das diagonale Richtungselemente betonte (DITTRICH 2009: Kap. 6.4.) zeichnet sich folgendes Bild ab. Zwei rheinische Lineationen mit dextral schrender Zerrüttung formen den Sütteil des Wincheringer Schmalgrabens aus. Eine im Westen, nördlich von Schloss Thorn, und eine im Osten, die sich durch Helfant zieht. Die zweite ist deutlich länger. Im heutigen Kartenbild wird sie durch linear angeordnete Abschiebungslinien mit gegensinnigen Versatzrichtungen dokumentiert. Das fehlende Verbindungsstück nördlich von Helfant ist morphologisch erkennbar, durch eine Nord-Süd-ausgerichtete Eintalung.

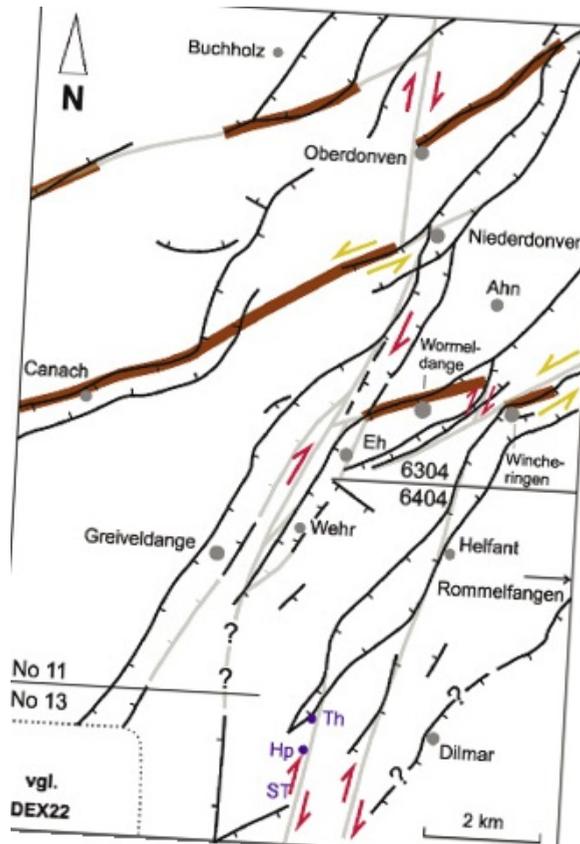


Abb. 75: Dextrale Horizontalverschiebungen (rot) im weiteren Bereich des Moseltals zwischen Oberdonven und Schloss Thorn (vgl. Abb. 38; Eh = Ehnen, Th = Steinbruch nördlich Thornkopf, Hp = Steinbruch Hippert, ST = Schloss Thorn; hellorange: verschiedene sinistrale Horizontalbewegungen, braun: im Untergrund alt angelegte variszische Lineation).

Besonders interessant ist das Nordende der rheinischen Lineationen bei Wincheringen. Von RÖBLE (1997) ist dort ein hartes Umknicken in eine variszische 79° -Richtung auskartiert worden. Nördlich davon setzt sich die rheinische Bruchlinie nicht in ihrer streichenden Verlängerung, sondern weiter westlich fort, am nördlichen Mettfels und wahrscheinlich auch noch im Moseltal östlich Ahn. Darin bildet sich der später erfolgte sinistrale Versatz des Messpunktes SIN22 ab (Kap. 7.2.2.).

Als dextrale Bewegungsbahn lässt sich insgesamt eine Lineation Dilmars-West-Helfant-Ahn ausweisen. Sie bewirkte den rechtshändigen Versatz einer alten variszischen Sockelfuge (= zweite variszische Zone in den Beschreibungen in Kap. 5.3.: S. 100). Diese bildet sich sowohl im WSW-ENE-Teilstück der Wincheringer Hauptstörung als auch im 58° -streichenden Teil des Störungsbogens Wormeldange-Ehnen ab. Ein süd-wärtiger dextraler Versatz um knapp 500 m ist dort abzuschätzen. Der dextrale Versatz der südwestlichen Lineation ist schwerer zu beziffern. Nach den Beobachtungen

im oberen Erweiterungsbereich des Steinbruchs Hippert (Einführung zu Teil III) verteilt sich die dortige Verschiebung auf zahlreiche Parallelstörungen. Ein summativer Effekt davon könnte aber die früher schon beschriebene richtungsmäßige „Versteilung“ von variszischen (und diagonalen) Bruchlinien in der Region Rommelfangen–Moseltal sein (Kap. 5.3.: S. 100). Sie wird deutlich beim Vergleich mit der 58 bis 60°-streichenden Störung Remich im Moseltal (Abb. 75). Letztere liegt westlich der rheinischen Blattverschiebungszone.

Ob sich im Südteil des Wincheringer Schmalgrabens nun eine einstige dextrale Verbindungsstruktur dokumentiert (Kap. 6.3.3.: S. 139), sei dahingestellt. Von der Gesamtgeometrie her wäre dies möglich. Es könnte sich aber ebenso gut um einen jüngeren Graben handeln, der im großräumigen Senkungsbereich des Grabens von Thionville zwischen zwei rheinischen Scherbahnen eingebrochen ist.

Blickt man nach Nordwesten, so lässt sich dort ebenfalls eine dextrale Horizontalverschiebung erkennen. Ihr Versatzbetrag ist weitaus größer als der der zwei bisher beschriebenen Lineationen. Als Bewegungsbahn fungierte wohl eine rheinische Linie, die sich streckenweise im heutigen Westrand des Mondorfer Schmalgrabens abbildet und diesen im Süden dann spitzwinklig schräg durchquert. Südlich davon setzt sie sich noch weit fort. Möglicherweise kommt sie in der Hauptstörung des Moselschmalgrabens zum Ausdruck (vgl. DEX23). Im dortigen Moseltal ist die Erfassung der komplexen tektonischen Situation erschwert. Dies resultiert aus der flächenhaften Verbreitung von pleistozänen Terrassensedimenten und von mächtigen monotonen Pseudomorphosenkeuper-Abfolgen sowie noch wenig ausgereiften Geländeaufnahmen auf deutschem Gebiet mit undifferenziert auskartiertem Unterkeuper. Weiterführende Geländeaufnahmen sind erforderlich. Insofern kann bislang nur ungenau dargestellt werden, dass die rheinische Verschiebungsbahn die Schmalgrabenzone Mondorf–Wasserbillig durchsetzt, stark dextral verschoben und auf diese Weise streckenweise verdoppelt hat. Eine solche „Verdopplung“ deutet sich im Störungsmuster der Region Greiveldange–Wehr–Lenningen–Ehnen an.

Wesentlich einfacher zu erfassen ist der dextrale Versatz einer variszisch streichenden Lineation. Auf der Westscholle manifestiert sich diese in der Hauptstörung des Schmalgrabens von Canach – 70°-streichend – und ihrer östlichen Fortsetzung bei Niederdonven (Abb. 39 und 75). Es handelt sich um dieselbe Lineation, die schon bei Wincheringen dextral versetzt wurde. Zwischen Wormeldange und Niederdonven kommt nun eine weitere dextrale Verschiebung um immerhin 3,2 km hinzu.

Auf den zuvor dargelegten strukturellen Gegebenheiten basiert die Ausweisung von zwei weiteren Matrixfeldern.

- DEX21

(Text siehe oben, Abb. 75). Region Helfant–Wincheringen–Ahn: Dextraler Versatz einer alt angelegten variszischen Lineation an einer etwa 14°-streichenden rheinischen Blattverschiebung. Verschiebungsweite knapp 500 m.

Anmerkungen: Durch eine spätere Verschiebung an einer etwa 59°-streichenden sinistralen Blattverschiebung nordwestlich von Wincheringen (SIN23) biegt die dextrale Bewegungsbahn dort etwas nach Nordosten ab und ist im Norden um etwa 500 m nach Westen versetzt.

- DEX23

(Text siehe oben, Abb. 75). Region Canach–Niederdonven–Wormeldange–Greiveldange: Dextrale Horizontalverschiebung einer alt angelegten variszischen Lineation an einer dort 20 bis 24°-streichenden rheinischen Bewegungsbahn. Auch die schräg dazu

verlaufende Schmalgrabenzone Mondorf–Wasserbillig ist daran versetzt worden. Verschiebungsweite etwa 3,2 km.

Die Gradzahl von DEX23 ist relativ hoch. Diese Bewegungsbahn ist durch sinistrale Verschiebungen sekundär verstellt worden. Daraus resultiert auch, dass die nördliche Fortsetzung dieser Bewegungsbahn etwas weiter westlich liegt. Nach Norden ist sie wohl noch bis südwestlich von Manternach zu verfolgen (Kap. 8.3.). Bei Oberdonven zeichnet sich ein weiterer dextraler Versatz einer variszisch streichenden Lineation ab (erste variszische Zone in den Beschreibungen in Kap. 5.3.: S. 99f). Zwei NNW-absetzende Bruchlinien sind dort um etwa 1,4 km rechtslateral gegeneinander versetzt. Wegen der nachfolgenden Überprägung durch jüngere Nordost-Südwest-Brüche (Kap. 8.4.) sind die Resultate dieser Bewegungsphase im heutigen Kartenbild nicht mehr gut erkennbar.

- DEX20

(Text siehe oben, Abb. 75). Region Oberdonven–Buchholz: Dextraler Versatz einer alt angelegten variszischen Lineation an einer etwa 11°-streichenden rheinischen Blattverschiebung. Verschiebungsweite etwa 1,4 km.

Die Rekonstruktion von rheinisch streichenden Dextralverschiebungen im Bereich der Siercker Schwelle ist problematisch. Im vorhergehenden Teil II dieser Publikation (Kap. 6.3.1.: S. 134f) ist bereits dargelegt worden, dass ausgehend vom Ostrand des Moselschmalgrabens eine Störungsverlängerung bis an den Südrand des Untersuchungsgebietes anzunehmen ist (Abb. 38 und 56). An dieser etwas gebogen verlaufenden Störungslinie könnte es zu dextralen Horizontalverschiebungen gekommen sein. Darauf deuten bereits ältere Darstellungen. Ein derartiger Versatz ist bereits in der Tafel IV bei LUCIUS (1948) angedeutet. Dort ist erkennbar, dass eine als „Schengener Hauptverwerfung“ ausgewiesene diagonal streichende Großstörung an der oben erwähnten rheinischen Lineation dextral verschoben ist. In den aktuelleren Darstellungen von BERNERS (1985b; vgl. auch Abb. 56) sind es zwei diagonale, 40 bis 45°-streichende Staffelstörungen zum Graben von Thionville hin, die an der rheinischen Lineation um etwa 1,1 km rechtslateral absetzen. Durch eine gestaffelte Gegenstörungszone im Nordwesten wird auf luxemburgischem Gebiet eine diagonale Grabenstruktur umschlossen. Im Saargau setzt sich diese dann im diagonal streichenden Südtail des Tettingen-Sinzer Schmalgrabens fort. Die tektonische Situation im Moseltal dazwischen ist hochkomplex. Politische Grenzen mit entsprechend unterschiedlichen Kartierungsansätzen bzw. -zuständigkeiten erschweren eine zusammenhängende Auswertung. Moselterrassensedimente verdecken dort die Störungsverläufe und lassen viel Raum für Spekulationen. Eine Überprägung durch vertikaltektonische Bewegungen an der angehobenen Siercker Schwelle und eine dadurch nachgebrochene variszische Abschiebung auf Blatt 6504 Perl (Abb. 38) kommen komplizierend hinzu. Sogar noch eine sekundäre Verstellung der dextralen Bewegungsbahn durch eine jüngere 55°-streichende sinistrale Verschiebung deutet sich an (bei der Zahl 70 in Abb. 56). Auf eine synoptische Darstellung dieses „tektonischen Knotenpunktes“ wird hier verzichtet. Dies bleibt nachfolgenden Bearbeitungen dieser saarländisch-luxemburgisch-lothringischen Grenzregion vorbehalten. Das Symbol des entsprechenden dextralen Matrixfeldes wird denn auch vorbehaltlich in Klammern gestellt.

- DEX19

(Text siehe oben, Abb. 38 und 56). Region Schengen/Obermosel: Dextraler Versatz von

prägt – können in den Ausbissgebieten des Steinmergelkeupers (höherer Mittelkeuper) und des Unterlias ohne weiteres unentdeckt geblieben sein.

- DEX22

(Text siehe oben, Abb. 76). Region Mondorf–Erpeldange-Nord: Dextraler Versatz des Mondorfer Schmalgrabens an einer etwa 17°-streichenden rheinischen Blattverschiebung. Dies bewirkte eine sekundäre Verdickung der Schmalgrabenstruktur. Verschiebungsweite etwa 1,2 km im Süden (westlich von Wellenstein) und etwa 500 m im Norden (nördlich Erpeldange).

Im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes existieren auch Hinweise auf dextrale Relativbewegungen an Nordost-Südwest streichenden Bewegungsbahnen. Sie bewirkten einen mehrfachen Versatz des alt angelegten Ostrandes der Saargauer Grabenzone (Abb. 4: TK 25-Blätter 6005 Bitburg, 5905 Kyllburg und 5906 Manderscheid). Von Norden nach Süden lassen sich eine 69°-, eine 60°-, eine 50°- und dann noch eine kurze 61°-Blattverschiebung erkennen. Durch jüngere Vertikalbewegungen mit Senkung im Bereich des Südeifeler Zentralgrabens und durch die Hebung im Osten und Norden (DITTRICH 2008: Abb. 5, DITTRICH 2009: Kap. 6.5. und Abb. 26) sind sie sekundär überprägt worden. Auf diese Weise wurden sie im Kartenbild sichtbar. Die Ostrandstörung der alten rheinischen Grabenzone ist daran nach Norden zu immer weiter nach Osten versetzt worden. Die dextralen Verschiebungsweiten sind mit 500 und 800 m im Norden niedriger als im Süden (1,4 und 1,1 km). Im Norden hat allerdings eine sehr junge WNW-ESE-Störung das Störungsmuster überlagert.

Dass es sich bei der verschobenen rheinischen Lineation um ein altes, schon früh-triassisch wirksames Strukturelement handelt, ist wahrscheinlich. Konglomerate an der Basis des Mittleren Buntsandsteins treten vornehmlich östlich davon auf, im Subsidenzbereich der Saargauer Grabenzone (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007: S. 127f und unpublizierte Bohrungsbefunde).

Die zahlreichen dextralen Blattverschiebungen könnten auch eine Auswirkung auf die alt angelegte Schmalgrabenzone (Mondorf–)Wasserbillig–Meerfeld gehabt haben (Abb. 70 in Kap. 7.2.2.). Sie erstreckt sich etwa 5 km weit entfernt im Osten. Im Nordosten, südlich der Störung Oberkail–Eisenschmitt–Helenenhof (OEH) verläuft sie schräger als im Süden. Kleine, auslaufende dextrale Verschiebungsbeträge mögen dabei eine Rolle gespielt haben. Interessanterweise enden und beginnen die derzeit auskartierten Randstörungen der Schmalgrabenzone häufig in der Verlängerung der beiden mittleren dextralen Verschiebungsbahnen (Abb. 70). Entsprechende lineare Zerrüttungszonen könnten dazu beigetragen haben.

- DEX24

(Text siehe oben, Abb. 70). Region Oberkail–Himmerod–Speicher: Vier Nordost-Südwest orientierte Blattverschiebungen (Streichwerte 69°, 60°, 50° und 61°, Durchschnitt: 60°), an denen die alt angelegte rheinische Ostrandstörung der Saargauer Grabenzone dextral versetzt wurde. Verschiebungsweiten zwischen 500 m (im Süden) und 1,4 bis 1,1 km (im Norden). Eine geringe Auswirkung auf den Verlauf der Schmalgrabenzone Mondorf–Meerfeld im Teilbereich Binsfeld–Wasserbillig ist möglich.

Eine weitere Kategorie von dextralen Horizontalverschiebungen aus dem Kartenbefund ist die der ungefähr Ost-West streichenden dextralen Blattverschiebungen.

Eine gut belegte Ost-West streichende Blattverschiebung wurde von KÖLSCHBACH (1986) dargestellt (Abb. 77). Diese liegt etwa 1 km südwestlich von Hasborn in der West-Eifel, nördlich des Nordwestrandes der Wittlicher Rotliegend-Senke, auf dem

TK 25-Blatt 5907 Hasborn. Die dortige Nord-Scholle ist um knapp 200 m nach Osten versetzt worden. Dies ist deshalb so akkurat zu quantifizieren, weil dabei zwei wichtige paläozoische Störungsflächen gequert und versetzt wurden. Es sind dies die eigentliche, zwischen 10 und 20° streichende Plein-Überschiebung und eine etwa 60°-streichende Auf- oder Überschiebung, die von KÖLSCHBACH (1986) als eine Abzweigung der ersteren bezeichnet wurde. Die betreffende Region bei Hasborn ist vom Darstellungsbereich der GK 50 der Wittlicher Rotliegend-Senke (STETS 2004) nicht mehr erfasst. In der GÜK 200, Blatt CC 6302 Trier, ist diese jüngere Ost-West-Störung zwar dargestellt (ZITZMANN 1987), jedoch noch nicht in der von KÖLSCHBACH (1986) publizierten tektonischen Konstellation. Dass dieser Versatz durch eine nordwärts abschiebende Ost-West-Störung und durch erosive Freilegung unterschiedlich hoher Teilbereiche der westwärts geneigten Auf- bzw. Überschiebungsflächen zustande kam, ist im Kontext des überregionalen Störungsmusters wenig wahrscheinlich. Auch wäre dafür ein enorm großer Vertikalversatz von über 500 m nötig gewesen.

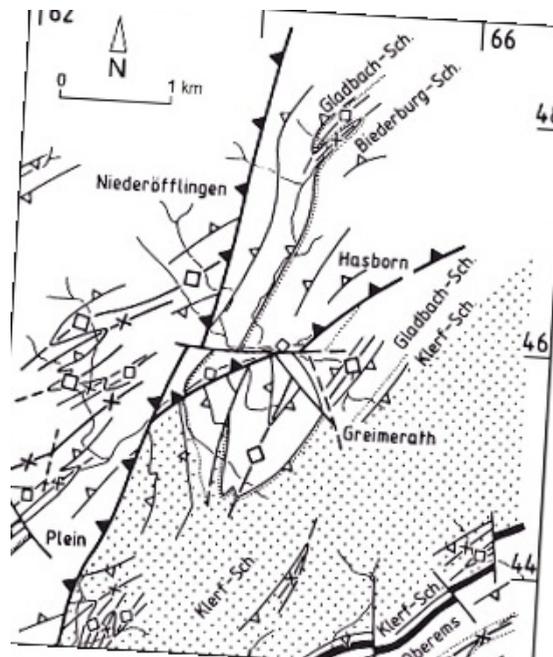


Abb. 77: Ausschnitt aus der Strukturkarte in KÖLSCHBACH (1986: Abb. 2). Dargestellt sind Faltenachsen, Störungen und Formlinien des unterdevonischen Schichtenstapels mit einem Abstand von 200 m Mächtigkeit.

• DEX27

(Text siehe oben + Abb. 77). Autor: KÖLSCHBACH (1986). Etwa 1 km südwestlich von Hasborn/West-Eifel, etwa 8 km nördlich von Wittlich: Ost-West streichende Blattverschiebung, die zwei große Auf- oder Überschiebungen des (spät-)variskisch deformierten Grundgebirges dextral versetzt hat. Verschiebungsweite knapp 200 m.

Auch weiter südlich, im Untersauer-Gebiet und im Stadtgebiet Trier, existiert eine solche Ost-West-Störung (Abb. 4 und 78). Da der dortige Bereich sehr stark gestört ist, sind die Teilstrecken dieser Lineation nicht leicht zu erkennen. Auffällig ist jedoch eine sehr „flach“ streichende Abschiebung im Balduinstal bei Trier-West, die nach Süden hin absetzt (vgl. DITTRICH 2011b). Westlich davon existieren entlang der Autobahn A 48, nördlich von Mesenich, merkwürdige WSW-ENE ausgerichtete Verlaufsstörungen von Nordost-Südwest-Störungslinien. Sie hatten sich bei der Auswertung von Bohrprotokollen entlang der Autobahntrasse ergeben (Kap. 4.2.7.: S. 74). Auf luxemburgisches Gebiet setzt sich diese Lineation noch bis Lellig und nordwestlich von Manternach fort (Abb 38 und 78). Insgesamt bildet sich eine etwa 19 km lange Linie ab. Der mittlere Streichwert liegt etwa bei 80°.

Auffälligerweise sind an dieser Blattverschiebung nur alte strukturelle Elemente verschoben worden. Viele andere Brüche sind unversetzt und wohl erst später entstanden. Ein hohes Alter dieser Bewegungsbahn ist wahrscheinlich. Die alte Blattverschiebungszone wird im heutigen Kartenbild nachgezeichnet von unterschiedlichen, vielfach auch gegensinnig absetzenden Abschiebungen. Dies ist verschiedenen Ausgleichsbewegungen bei späteren vertikaltektonischen Überprägungen der Scherzone zuzuschreiben. Je nach tektonischem Umfeld wurde die zerrüttete mechanische Schwächezone als Nord-abschiebende oder als Süd-abschiebende Störungslinie ausgestaltet.

Die erkennbare dextrale Verschiebungsweite steigert sich von etwa 650 m bei Lellig auf 1,1 km ost-südöstlich der Aufschlusslokalität Givenich (Gi in Abb. 78). Weiter östlich sind es dann 1,2 km und bei Trier-West schließlich 1,4 km. Auf der östlichen Seite des Moseltales wird höchstwahrscheinlich noch die Hunsrück-Randstörung versetzt, dann klingt die Verschiebung wohl aus. In mehreren Fällen sind es bedeutende Bruchlinien, die dextral versetzt wurden. Westlich der Mosel sind dies die Randstörungen eines markanten diagonalen Spezialgrabens im Graben von Thionville, dann die Wittlicher Hauptverwerfung und schließlich die alte Fuge im Untergrund des Mondorf-Meerfelder Schmalgrabens (vgl. Kap. 7.2.2. und 7.6.). Da diese Verwerfungen sehr hohe Sprunghöhen aufwiesen, entstand an den versetzten Kontakten zur Ost-West-Blattverschiebung ein gewisser vertikaler Spannungszustand. An mehreren Stellen führte dieser später zur Entstehung eines schwächeren sekundären Nachbruchs in der Verlängerung des gekappten Altbruchs. Nördlich und nordwestlich von Euren ist dies in vier Fällen zu erkennen. Die Störung im Balduinstal bei Trier-West (BT in Abb. 78) weist über 220 m Vertikalversatz auf. Nach Süden biegt sie in die Nord-Süd-Richtung um, worin sich ein Randbruch der rheinischen Saargauer Grabenzone abbildet. Dessen dextraler Versatz um etwa 1,4 km ist im Kartenbild gut erkennbar. In der linearen Fortsetzung der von Nordosten heranziehenden Diagonalstörung Balduinstal–Kenn-Bekond (BKB in Abb. 5 und 78) ist heute eine junge, versatzschwache Nordwest-Abschiebung nachgebrochen (Kap. 3.1.: S. 25). Ein ähnlicher Effekt zeigt sich an der schwächer entwickelten nordwestlichen Gegenseite des diagonalen Spezialgrabens. Auch dort setzt sich eine der Randstörungen sekundär noch südlich der Ost-West-Blattverschiebung fort. Interessant ist auch die Region bei Euren. WAGNER et al. (2012) beschrieben dort die sogenannten „Eurener Kippschollen“. Diese seien – abweichend vom sonstigen tektonischen Baustil der Trierer Region – durch die Dominanz von Nordwest-gerichteten Abschiebungen charakterisiert. Tatsächlich dokumentiert sich hier auf der Südscholle der dextralen Blattverschiebung die bis auf die andere Talseite der Mosel nach Westen „vorgerückte“ Südost-Schulter des Grabens von Thionville. Darin sind Nordwest-abschiebende Brüche vorgezeichnet. Auf der Nordscholle sind

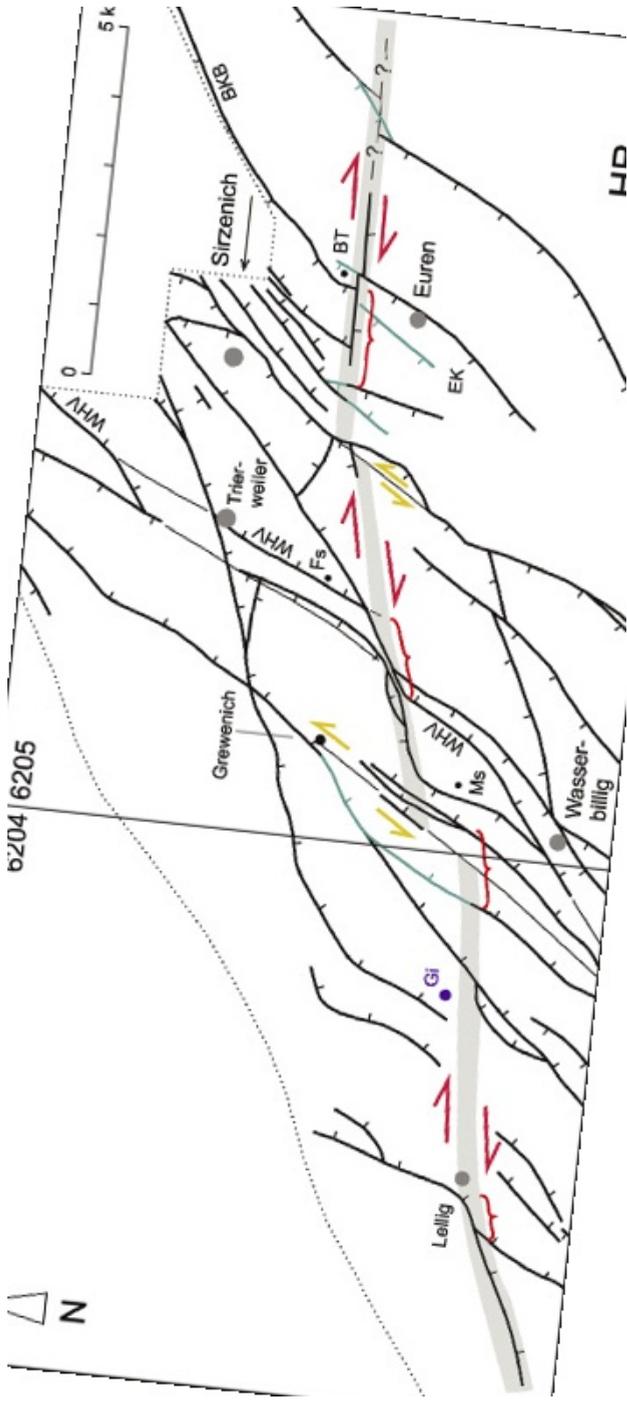


Abb. 78: Störungstektonik zwischen dem Moseltal bei Trier und westlich der Untersauer (WHV = Wittlicher Hauptverwerfung, BKB = Störung Balduinstal-Kenn-Bekond, EK = „Eurener Kippschollen“, HR = Hunsrück-Scholle, BT = Balduinstal, Fs = Fusenich, Ms = Mesenich; rot: dextrale Verschiebung, türkis: jüngere Nachbrüche, gelb-orange: jüngere sinistrale Bewegungen).

diese Störungen heute vom Moselquartär verdeckt. Die Nordwest-absetzende Großstörung bei Euren und die rheinische Randstörung der Saargauer Grabenzone haben sich sekundär bis in die Nordscholle hinein fortgesetzt. Auch im Westteil der Blattverschiebung ist es zu Nachbrüchen gekommen und zwar dort, wo die alte Fuge des Mondorf–Meerfelder Schmalgrabens dextral versetzt wurde (Abb. 78). Die dortige, nur noch 1,1 km weite Horizontalverschiebung wird im heutigen Kartenbild vor allem durch eine Verbreiterung des Grabenbereichs abgebildet. Die bei Grewenich nach Nordwesten ausschwenkende Randstörung ist ein jüngerer Nachbruch, der auf den dextral nach Westen verschobenen alten Randbruch der Südscholle zuläuft. Die schmale Leistenschollentektonik südlich von Grewenich markiert etwa den alten Randbruch auf der Nordscholle. Komplizierend hinzu tritt dort eine sinistrale Verschiebung, die NNE-SSW streicht und jünger als die Dextralverschiebung ist (Abb. 78). Genauso wie bei der sinistralen Verschiebung ?SIN3 in Süd-Luxemburg (Abb. 76 und Kap. 7.4.1.) handelt es sich dabei um eine horizontaltektonische Mobilisierung der Nordwestrandstörung der Mondorf–Meerfelder Schmalgrabenzone (Kap. 7.2.2. und 8.2.). Die sinistrale Verschiebung zwischen Trierweiler und Euren wiederum ist noch jünger (Kap. 8.4.). Sie vermittelt zwischen den Messpunkten SIN17 und SIN18 (vgl. auch ?SIN6 in Kap. 7.4.1.).

Zwischen den beiden jungen sinistralen Bewegungsbahnen verläuft die dextral versetzte Wittlicher Hauptverwerfung. Diese hatte sich vom Nordwestrand der Wittlicher Rotliegend-Senke bis zum Südrand des Naurath-Horsts und weiter in einem großen Störungsbogen bis in die Region bei Neuhaus verfolgen lassen. Dort ist der geologische Wissensstand noch relativ gering (Kap. 3.1.: S. 24). Es ist aber wahrscheinlich, dass diese große, alt angelegte Sockelfuge ihre Fortsetzung in der ostabsetzenden Störung bei Trierweiler–Fusenich findet (Kap. 4.2.7.: S. 73). Im Süden manifestiert sich wohl in der schmalen Grabenstruktur, die durch das Mündungsgebiet der Sauer bei Wasserbillig zieht (Abb. 4 und 78). Dazwischen ist ein dextraler Versatz von 1,2 km zu veranschlagen.

- DEX26

(Text siehe oben + Abb. 78). Region Trier–Mesenich–Lellig: Ost-West streichende, etwa 19 km lange Lineation (heutiges Streichen lokal schwankend zwischen 68 und 90°, geschätzter Mittelwert etwa 80°), an der mehrere alte (permisch und triassisch nachgewiesene) Störungen dextral versetzt sind. Verschiebungsweite bis zu 1,4 km. Anmerkungen: Zwei verschiedene jüngere sinistrale Verschiebungsbahnen und mehrere junge Nachbrüche haben den Verlauf und die Ausprägung dieser alten Struktur modifiziert.

Eine weitere stark überprägte, etwa Ost-West orientierte dextrale Blattverschiebung lässt sich in Süd-Luxemburg rekonstruieren. Bezugsgrößen sind hier die Randstörungen der Echternacher Grabenzone. Diese alt angelegte rheinische Tiefstruktur lässt sich ja – mit Einschränkungen – von der Südeifel bis ins luxemburg-lothringische Grenzgebiet verfolgen (Kap. 5.3.: S. 95). Im mittleren Südteil von Blatt Remich (No 13 in Abb. 38) ist ihr Kernbereich etwa 4,5 km breit. Das Gebiet im Osten und Nordosten, insbesondere das des Mondorfer Schmalgrabens, ist durch mehrere Deformationsereignisse sukzessive überprägt worden („Erpeldinger Knoten“, Kap. 8.) und deshalb nur in einer umfassenderen Zusammenschau auszudeuten. Der Westrand der Grabenzone jedoch ist einfacher zu erkennen. Bei der vom südlichen Blattrand heranziehenden ostabsetzenden rheinischen Großstörung handelt es sich wohl um die alte Westschulter der Echternacher Grabenzone. Im Norden setzt sie sich weiter östlich

fort, erst nordwestlich von Altwies und am Blattrand No 13/No 11 nördlich von Dalheim. Dazwischen ist ein dextraler Horizontalversatz um etwa 2,4 km entwickelt. Er ist geknüpft an eine WSW-ENE-Linie. Deren genaues Streichen ist schwer zu beziffern. Die westlichen und östlichen Teile streichen 68° bzw. 78 bis 79°, der mittlere Teil ist „steiler“ ausgerichtet. Das Gesamtbild lässt eine ältere, inzwischen stark überprägte Lineation vermuten. Die alte Scherbahn wird heute durch verschiedenartige Abschiebungen mit südlichem und – im Westen – mit nördlichem Versatzsinn nachgezeichnet. Für das dextrale Matrixfeld wurde hier ein mittleres Streichen von 73° veranschlagt.

- DEX25

(Text siehe oben, Abb. 38). Region Altwies–Aspelt–Evrange/Süd-Luxemburg: Dextraler Versatz der rheinischen Westrandstörung der Echternacher Grabenzone an einer ungefähr 73°-streichenden Bewegungsbahn. Verschiebungsweite etwa 2,4 km.

Dextrale Horizontalverschiebungen, die den Südost-Quadranten der Richtungsrose belegen, sind ebenfalls vorhanden. Eine solche Bewegungsrichtung bildet sich im geologischen Kartenbild bei Kenn, östlich von Trier ab (Abb. 3 und 4). Zwei alt angelegte südliche Randstörungen der Wittlicher Rotliegend-Senke – und mit ihnen die variskische Sockelstörung der Boppard–Dausenau–Longuich-Überschiebung (STETS 2004) – sind dort versetzt worden.

Es dokumentiert sich eine 146°-streichende dextrale Verschiebung. Die Störungslinie ist im heutigen Kartenbild als markante Südwest-absetzende Abschiebung entwickelt. Die kartierten Ausbissverläufe der Nordwest-einfallenden Störungsflächen der Wittlicher Randbrüche lassen sich jedoch durch Abschiebung so nicht erklären, ein zusätzlicher (älterer) Horizontalversatz ist zwingend.

- DEX28

(Text siehe oben und Kap. 4.3.: S. 80). Südöstlich von Kenn im Moseltal, nordöstlich von Trier: Zwei Großstörungen am Südostrand der Wittlicher Rotliegend-Senke sind an einer etwa 146°-streichenden Störungslinie dextral versetzt. Verschiebungsweite etwa 1 km.

Anmerkungen: Es bleibt ungewiss, ob es sich um eine Schrägabschiebung handelt, oder ob eine sekundäre horizontaltektonische Überprägung einer Blattverschiebung stattgefunden hat.

Eine weitere dextrale Verschiebung im Südost-Quadranten könnte sich möglicherweise im äußersten Süden des Untersuchungsgebietes dokumentieren. Dort, auf lothringischem Gebiet biegt eine Nord-Süd-Störung allmählich in die NNW-SSE-Richtung um. In einer Abbildung von BERNERS (1985b; vgl. Abb. 47 in Kap. 6.1.3.) streicht der lange Süd-Abschnitt dieser Störung dann etwa 170°. Dieselbe Richtung bildet sich in einem kurzen Schmalgraben am Nordrand von Blatt No 13 Remich ab (Abb. 38). Es ist dies eine auffällige, in der Trier-Luxemburger Bucht sehr selten vertretene Störungsrichtung. Dass an der 170°-streichenden Hauptstörung des Schmalgrabens und ihrer potentiellen SSE-Fortsetzung schwache dextrale Verschiebungen stattgefunden haben, ist möglich, aber schwer zu belegen, da im dortigen Kreuzungsbereich mit der Mondorfer Schmalgrabenzone auch dextrale Versätze an einer rheinischen Lineation anzunehmen sind (DEX22). Auf eine Darstellung dieser 170°-Richtung als dextrales Matrixfeld wurde deshalb verzichtet.

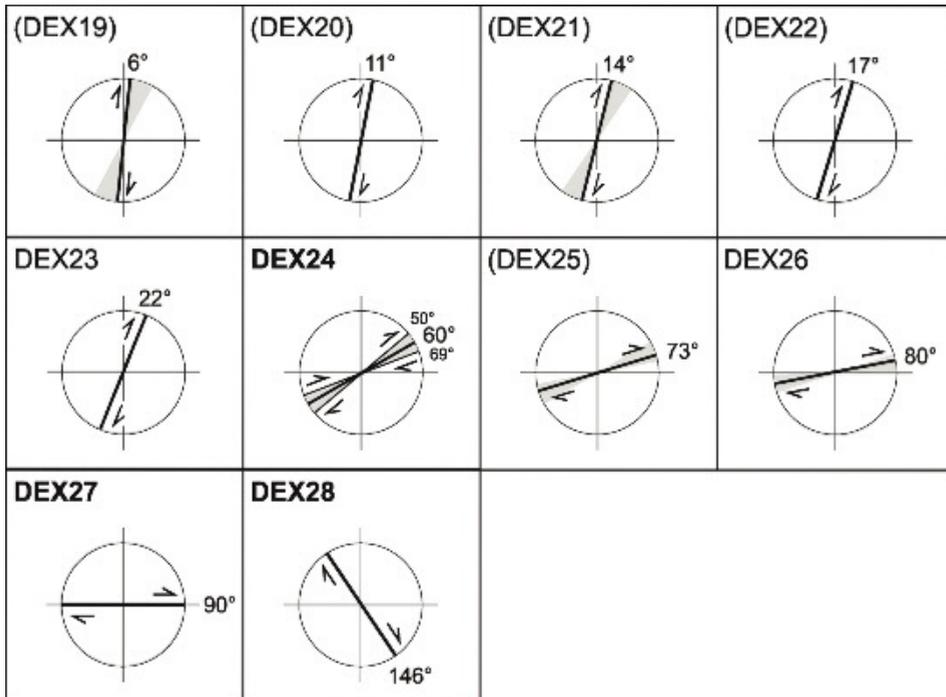


Abb. 79: Matrix der im geologischen Kartenbild dokumentierten dextralen Horizontalbewegungen (Erläuterungen im Text).

7.3.3. Zusammenfassung und erste Ausdeutung

Eine generelle Sichtung der dextralen Horizontalverschiebungen zeigt, dass diese sich in folgenden Richtungsbereichen konzentrieren. Als erste und wichtigste Richtungsgruppe ist die der rheinischen Bewegungsbahnen zu nennen. Sie spannt sich im Bereich von 6 bis 25° auf (DEX1 bis DEX5 und DEX19 bis DEX23). Die Streichwerte einiger beigeordneter Scherflächen können darüber hinausgehend auch noch von 176 bis 5° reichen. Beim 30°-Messwert von DEX7, der der Literatur entstammt, ist die Ausrichtung des Linears nicht genau spezifiziert worden, es könnte sich dabei um eine subhorizontale Relativbewegung mit einer gewissen Vertikalkomponente gehandelt haben. Die nächste dextrale Richtungsgruppe konzentriert sich im Bereich von 56 bis 63°. Sie wird repräsentiert durch die Messpunkte DEX8, DEX9 und DEX24. Diese drei Matrixfelder summieren jeweils mehrere eingemessene Bewegungsbahnen. Die Gesamtwerte schwanken daher zwischen 50 und 69°. Die nächste Richtungsgruppe zeigt Ost-West-Orientierung. Dokumentiert ist der Winkelbereich von 73° (DEX25) über 80° (DEX26) und 88° (DEX10) bis 90° (DEX27). Einzelflächen am Messpunkt DEX10 reichten noch bis 96°. Die Nordwest-Südost-Richtung mit Streichwerten zwischen 114° und 146° wird durch die Matrixfelder DEX11 bis DEX17 und DEX28 vertreten. Die NNW-SSE-Richtung schließlich ist nur einmal und wenig winkelspezifisch dokumentiert (DEX18: 166-180°).

Beachtet man die Neigungswinkel der eingemessenen Lineare, so fällt das ungewöhnlich starke WNW-Einfallen der um 114° streichenden Lineare von DEX11 (bei

Speicher/Kylltal) auf. Der dortige Neigungswinkel von 22° könnte sowohl durch eine primäre Schrägverschiebung als auch durch eine sekundäre Neigung einer älteren (Sub-) Horizontalbewegungsspur in Richtung der heutigen Tiefstruktur des Südeifeler Zentralgrabens bewirkt worden sein. Die Darlegungen zur Genese von geneigten Linearen in Kap. 7.2.3. gelten in gleicher Weise für die hier betrachteten dextralen Bewegungen. Im Falle von DEX11 ist eine Kombination von beiden Effekten – einer primären und einer sekundären Neigung – wahrscheinlich (vgl. Kap. 7.5.).

Bei den rheinischen Linearen von DEX1 ist wohl die schwächere 8° -Neigung in NNE-Richtung einer sekundären Kippung zur Tiefzone des Südeifeler Zentralgrabens zuzuschreiben. Entsprechendes gilt für die moderate Nordwest-Neigung ($5\text{--}7^\circ$) von DEX15. Im Falle von DEX17 ist eine sekundäre Verstellung der dextralen Lineare durch die Flexur einer nordwestabsetzenden Südwest-Nordost-Störung sogar unmittelbar nachzuvollziehen. Mit zunehmender Nähe zur Flexur steigert sich die Nordwest-Neigung der Lineare engräumig von 13 auf 35° . Bei DEX14 bei Holsthum hingegen (121° -Streichen mit schwacher ESE-Neigung) hat wohl eine sekundäre Kippung in Richtung der Tiefzone der Echternacher Grabenzone eine Rolle gespielt. Allen genannten dextralen Bewegungen muss ein gewisses Alter zugeschrieben werden. Im Zuge der vertikaltektonischen Herausbildung der heutigen Schichtlagerung der Trier-Luxemburger Bucht sind sie verkippt worden und insofern in einer (etwas) älteren horizontaltektonischen Deformationsphase entstanden. Dies gilt also für die dextrale Bewegungsrichtung Nordwest-Südost und für die rheinische Bewegungsrichtung.

Die auffällig starke Neigung der rheinischen Lineare im Steinbruch Hippert im südlichen Saargau (DEX5) ist hingegen so nicht erklärbar. Die dortige 25° -Neigung nach NNE muss schon (überwiegend) primär angelegt worden sein. Angesichts der geotektonischen Position innerhalb des Grabens von Thionville wäre eine starke sekundäre Nord-Verkipfung dort nicht plausibel.

Bei den im Kartenbild erkannten Dextralverschiebungen können Altershinweise aus dem Grad der strukturellen Überprägung abgeleitet werden. Auffällig deutlich ist dies bei den Ost-West-Lineationen. Diejenige bei Trier-West und im Untersauer-Tal (DEX26) versetzt ausschließlich alt angelegte, schon permisch oder triassisch wirksame Strukturlinien (Kap. 7.3.2.). Andererseits ist sie durch sinistrale Blattverschiebungen und durch zahlreiche jüngere Abschiebungen überprägt. Es muss sich um eine sehr alte Bewegungsbahn handeln. Entsprechendes gilt für die näherungsweise Ost-West ausgerichtete Blattverschiebung im Westteil von Blatt Remich (DEX25). Auch sie versetzt eine schon triassisch mobile Struktur (Graben von Echternach) und sie ist stark überprägt. Die Ost-West-Störung bei Hasborn in der Eifel (DEX27) versetzt eine spätvariskische Aufschiebungsbahn. Andererseits muss ein nachliassisches Alter vorliegen. Unterliassischer Luxemburger Sandstein, schon kompaktiert und hinreichend diagenetisch verfestigt, ist dadurch deformiert worden (DEX10; vgl. auch Kap. 7.4.1.). Ein spätmesozoisches Höchstalter ist damit für diese Deformationsphase vorgegeben.

Weitere Schlussfolgerungen sind erst in der Zusammenschau mit den schon dargelegten sinistralen Bewegungsrichtungen und den im fachfolgenden Kapitel beschriebenen Bewegungsspuren möglich.

7.4. Bisher nicht (sicher) einzuordnende Horizontalbewegungen

7.4.1. Aufschlussbeobachtungen und Kartenauswertungen

Bei den hier dargelegten Ergebnissen wird unterschieden zwischen möglichen sinistralen Scherflächen (?SIN), möglichen dextralen (?DEX) und solchen mit völlig

unbestimmtem Bewegungssinn (UNB). Schwach ausgeprägte oder schlecht abgesicherte Strukturen wurden in den Matrix-Feldern in Klammern gestellt. Bewegungsbahnen mit Eisen-Mangan-Verkrustungen sind in den Matrixfeldern mit dem roten Symbol Fe gekennzeichnet.

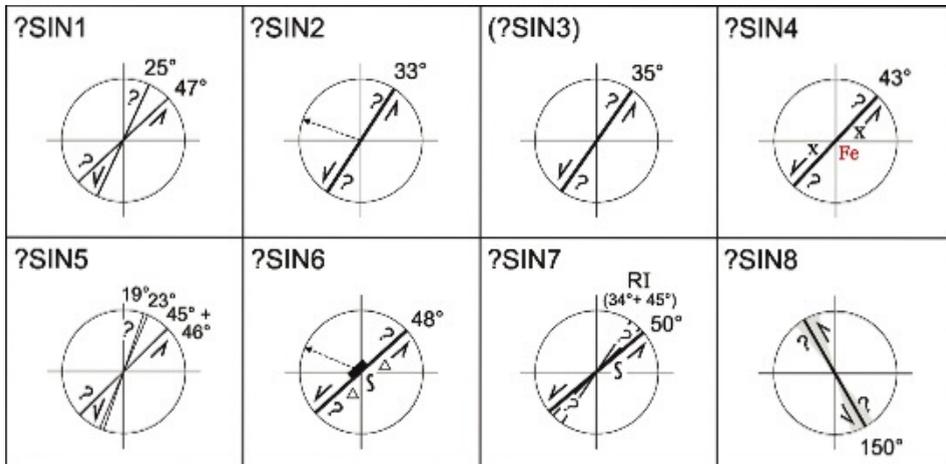


Abb. 80: Matrix der im Aufschluss ermittelten Horizontalbewegungen mit vermutlich sinistralen Bewegungssinn (Erläuterungen im Text).

- ?SIN1
(Kap. 6.1.3. + Abb. 47: Teilgebiet III). Autor: BERNERS (1985b). Zwei angeblich sinistral bewegte Störungen (Abschiebungen) in der Region Aspelt–Altwies/Süd-Luxemburg, 25° und 47° streichend.
Anmerkungen: Ungesicherte Ableitung aus dem Störungsmuster.
- ?SIN2
(Kap. 6.2.3.: S. 132). Südwand des ehemaligen Dolomit-Steinbruchs am Nordhang des Thornkopfs bei Palzem/Obermosel, Oberer Muschelkalk: Markante schräge Kluftfläche (33°/52° NW). Darauf nahezu vertikale Striemungen, die von der Falllinie der Fläche um etwa 10 bis 15° in südwestliche Richtung abweichen (geringe horizontale, sinistrale Bewegungskomponente).
- ?SIN3
(Abb. 38 und 76). Region Erpeldange–Mondorf: Möglicher sinistraler Versatz einer alt angelegten variszischen Lineation an der dort etwa 35°-streichenden Nordwestrand-Störung des Mondorfer Schmalgrabens. Verschiebungsweite etwa 1,5 km.
Anmerkungen: Diese Deutung geht davon aus, dass es sich bei der südabsetzenden variszisch streichenden Störung bei Remich, der gleichartig ausgerichteten Störung südlich Erpeldange und bei der aus einer Wasserbohrung abgeleiteten variszischen Abschiebung nördlich von Mondorf (BERNERS 1985a) ursprünglich um eine durchgehende Störungslinierung gehandelt hat. Die Verformung der Grabenrandstörungen durch eine dextrale rheinisch streichende Blattverschiebung ist erst nachträglich entstanden (DEX17, vgl. Kap. 7.6.).

- ?SIN4

(Kap. 4.1.: S. 36f + Abb. 9). Autor: K. W. GEIB. Bei Auw, im Seitental östlich der Kyll, Bohrprotokoll einer gekernten Brunnenbohrung, Mittlerer Buntsandstein: Horizontale Harnischstriemungen sowie Quarztapeten und Eisen-Mangan-Verkittungen auf steil einfallenden Klüften. Die Bohrung liegt unmittelbar neben einer sehr lang gestreckten, etwa 43°-streichenden Störung, die den Südostrand der Auwer Hochscholle bildet.

Anmerkungen: DITTRICH (2009) hatte im nordöstlichen Anschlussgebiet entlang von großen diagonal streichenden Störungslinien sinistrale Horizontalbewegungen rekonstruiert.

- ?SIN5

(Kap. 6.1.4.: S. 118 + Abb. 38). Autor: HOHAGE (1996). Kernbohrung Wasserbillig: Horizontale sinistrale Harnischstriemung.

Anmerkungen: Die Bohrlokation liegt in einem Gebiet, wo mehrere Nordost-Südwest streichende Abschiebungen auftreten. Deren Streichwerte lauten 19°, 23°, 45° und 46°. Die entsprechende Zuordnung dieser Bewegungsspur ist ungewiss.

- ?SIN6

(Kap. 6.1.2.: S. 108f + Abb. 42). Autoren: SCHRÖDER (1964) und D. DITTRICH: Ehemaliger Dolomitsteinbruch bei Reinig/Mosel, tektonischer Kontakt Unterer Muschelkalk/Oberer Buntsandstein: Gut 4 m breiter Zerrüttungsbereich einer lang gestreckten, hier etwa 45°-streichenden Abschiebung („Fellericher Sprung“) mit einem nordwestwärts gerichteten Vertikalversatz von 100 bis 110 m. Harnischstriemungen auf Kluffflächen meist vertikal, vereinzelt mit nicht näher spezifizierter Abweichung bis 25° von der Falllinie. Unmittelbar neben der Hauptstörungsfläche eine S-förmig geschwungene Flächenschar. Horizontaltektonische Überprägung einer präexistierenden Abschiebung und Flexur. Mehrphasige Bewegungen, zunächst vertikal, dann zeitweise horizontal und zeitweise auch als Schrägabschiebung.

Anmerkungen: Die Lokalität liegt in der Fortsetzung der Störung bei Sirzenich, die nach Art von sinistralen Riedelflächen auffiedert.

- ?SIN7

(Einführung in Teil III). Ehemaliger Steinbruch bei Freudenburg (Abb. 62), hinterer Nordwestteil, Oberer Muschelkalk: Engständig geklüfteter Bereich, etwa 50°-streichende deutliche Klufffläche, bogig geschwungen und mit horizontalen Striemungen. Im näheren Umfeld davon (m-Bereich) treten auch 34 und 45°-streichende Klüfte auf. Falls dies die Riedelflächen zur 50°-Hauptscherflächenschar sind, ist daraus ein sinistraler Bewegungssinn abzuleiten.

- ?SIN8

(Kap. 6.2.1.: S. 120 und Einführung in Teil III + Abb. 65). Autoren: D. DITTRICH und WAGNER (2012). Dolomitbergwerk TKDZ/Wellen, Oberer Muschelkalk: Zusammengefasst werden hier die von WAGNER dargestellten 150°-„Harnischklüfte“ ohne bestimmbarer Bewegungssinn und die selbst gefundenen sinistralen Scherklüfte im Richtungsbereich von 152 bis 164° inklusive der nicht näher bestimmten Horizontalharnischflächen in 141°- bis 144°-Richtung.

- ?DEX1

(Kap. 4.2.2.: S. 51f). Dolomitsteinbruch Eßlingen, nordwestliches, neu eröffnetes Steinbruchareal (März 2011), Oberer Muschelkalk: Auffällige „Engkluffzone“ mit cm-dicht gescharten Kluffflächen (Streichwerte zwischen 0 und 12°).

Anmerkungen: Umfeld des rheinisch streichenden dextralen Blattverschiebungslinements dex V (DITTRICH 2009: Abb. 18).

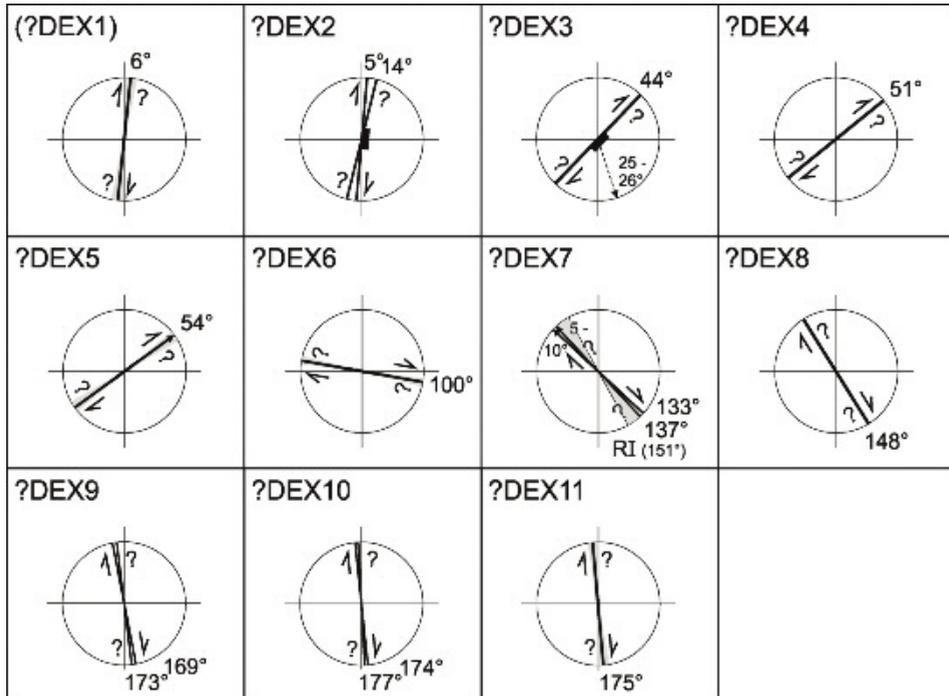


Abb. 81: Matrix der im Aufschluss ermittelten Horizontalbewegungen mit vermutlich dextralem Bewegungssinn (Erläuterungen im Text).

- ?DEX2

(Kap. 6.1.3. + Abb. 47: westliches Teilgebiet VI). Autor: BERNERS (1985b). Region östlich Basse-Rentgen/Lothringen: Eine angeblich dextral bewegte Störung, zwischen 5° und 14° streichend.

Anmerkungen: Ungesicherte Ableitung aus dem Störungsmuster.

- ?DEX3

(Kap. 4.2.6.: S. 71 + Abb. 34). Trier-Pallien, östlich des Weinbergs Augenscheiner, obere Treppe am Jupp-Seiler-Weg ([13] in Abb. 36), Unterer Buntsandstein: Etwa 44°-streichende große Abschiebung, deren freiliegende Fläche mit 57° nach Südosten einfällt. Die deutlichen Gleitstriemen weichen etwa 25 bis 30° nach Südwesten von der Falllinie der Störungsfläche ab. Ein geringer dextraler Verschiebungsbetrag ist anzunehmen.

Anmerkungen: Die deutlich geneigten Lineare auf dieser überdies auffällig flach einfallenden Schrägabschiebungsfläche erfordern eine besondere Ausdeutung (Kap. 7.4.2.).

- ?DEX4

(Einführung zu Teil III + Abb. 65). Autor: WAGNER (2012). Dolomitbergwerk TKDZ/Wellen, Abbaufeld Ost, Oberer Muschelkalk: Horizontale, wahrscheinlich dextrale Relativbewegungen entlang von 50° bis 52° streichenden Klüften.

- ?DEX5

(Kap. 6.2.1.: S. 120 und Einführung in Teil III + Abb. 65). Autoren: D. DITTRICH und WAGNER (2012). Dolomitbergwerk TKDZ/Wellen, Oberer Muschelkalk: Harnisch-

lineare mit vermutlich dextralem Bewegungssinn auf Klufflächen (Streichwerte 50°, 52°, 60°, Slickolite-Flächen?). Lineare mit 5° nach Nordosten geneigt.

- ?DEX6

(Kap. 4.2.6.: S. 67 + Abb. 32 oben). Steilwand am Weinberg Augenscheiner am Moselufer in Trier, kurz vor dem oberen Ende des Wirtschaftsweges, Unterer Buntsandstein: Zurückgesetzte obere Felswand wird begrenzt von einer teilweise polierten, nicht zugänglichen Bewegungsfläche mit horizontalen Harnischstriemungen. Streichen schätzungsweise 97 bis 104° (etwa 100°).

Anmerkungen: Nach einer Sichtung von Fotos bewertete Prof. Dr. K. REICHERTER/ Aachen sie als mögliche dextrale Bewegungsfläche.

- ?DEX7

(Kap. 4.2.3.: S. 57 + Abb. 21 links und 24). Steinbruch Sülm ([9] in Abb. 9), links vorne an der Steinbruch-Zufahrt: Felsausbruch am Westrand einer 30 bis 35 m breiten Zerrüttungszone (vgl. SIN5). Bewegungsflächen mit Gleitstriemen, etwa 5 bis 10° nach Nordwesten geneigt, Streichwerte 133°, 137° und 151°.

Anmerkungen: Dextraler Verschiebungssinn abgeleitet aus der räumlichen Relation der 151°-Riedel(?) -Fläche zu den beiden anderen Flächen.

- ?DEX8

(Kap. 4.2.6.: S. 67 + Abb. 32 unten). Steilwand am Weinberg Augenscheiner am Moselufer in Trier, etwa 10 m vor dem oberen Ende des Wirtschaftsweges, Unterer Buntsandstein: Nahezu saigere, 147 bis 149°-streichende horizontaltektonische Bewegungsfläche hoch über dem Weg.

Anmerkungen: Prof. Dr. K. REICHERTER/ Aachen klassifizierte sie anhand von Fotos als sekundäre Scherfläche (Riedelfläche RI) zur Bewegungsfläche bei ?DEX6.

- ?DEX9

(Kap. 6.1.3. + Abb. 47: Teilgebiet III). Autor: BERNERS (1985b). Region Aspelt-Altwies/Süd-Luxemburg: Zwei angeblich dextral bewegte Störungen (Abschiebungen, Vertikalversatz 10 bzw. 15 m), 174° und 177° streichend, West- bzw. Ost-absetzend. Anmerkungen: Ungesicherte Ableitung aus dem Störungsmuster.

- ?DEX10

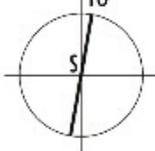
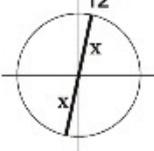
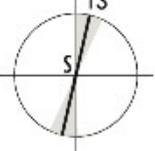
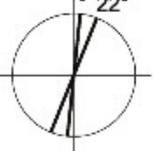
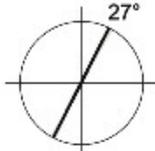
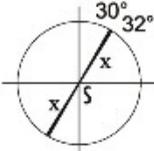
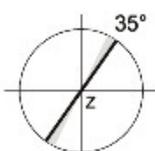
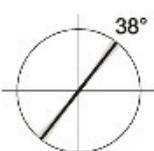
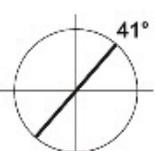
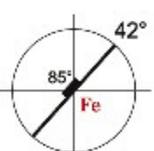
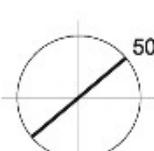
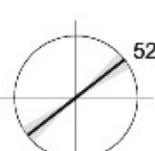
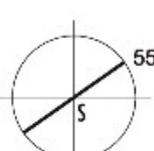
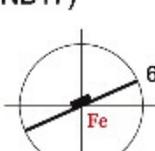
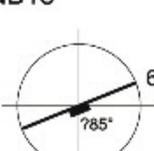
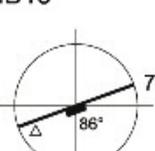
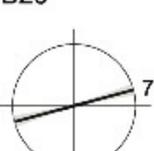
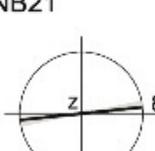
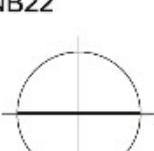
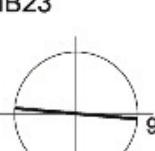
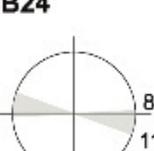
(Kap. 6.2.1.: S. 122). Dolomitbergwerk TKDZ/Wellen, Baufeld III des Mittleren Lagers, Umfeld des Tagesbruchs, Oberer Muschelkalk: Zwei horizontal gestriemte, 169° und 173° streichende Klufflächen. Als Bewegungssinn wurde vor Ort „vermutlich dextral“ notiert.

- ?DEX11

(Kap. 6.2.1.: S. 122). Dolomitbergwerk TKDZ/Wellen, Baufeld III des Mittleren Lagers, südlich des Tagesbruchs, Oberer Muschelkalk: Horizontal gestriemte Klufflächen, Streichwerte 170° bis 180° (0°). Als Bewegungssinn wurde vor Ort „vermutlich dextral“ notiert.

Anmerkungen: Derartige Lineationen waren auch auf einer mit 50 bis 60° nach Westen geneigten Schrägklufft ausgebildet.

Zwei weitere dextrale Horizontalbewegungen in den Darstellungen von BERNERS (1985b) sind in ihrer Begründung nicht stichhaltig genug, um hier als Matrixfelder zu erscheinen. Es handelt sich um die zwei Randstörungen des Mondorfer Schmalgrabens im Bereich von Blatt Remich (Abb. 47). Als dextrale Horizontalbahnen gekennzeichnet wurden eine 23°-streichende Störungslinie südlich Erpeldange (Teilgebiet I) und eine 35°-Störung (östliches Teilgebiet VI). Beide Deutungen treffen meines Erachtens nicht zu (Kommentare dazu in Kap. 6.1.3: S. 115f und Kap. 6.3.2.).

UNB1 	UNB2 	UNB3 	UNB4 
UNB5 	UNB6 	UNB7 	UNB8 
(UNB9) 	UNB10 	UNB11 	(UNB12) 
UNB13 	UNB14 	UNB15 	UNB16 
(UNB17) 	UNB18 	UNB19 	UNB20 
UNB21 	UNB22 	UNB23 	UNB24 

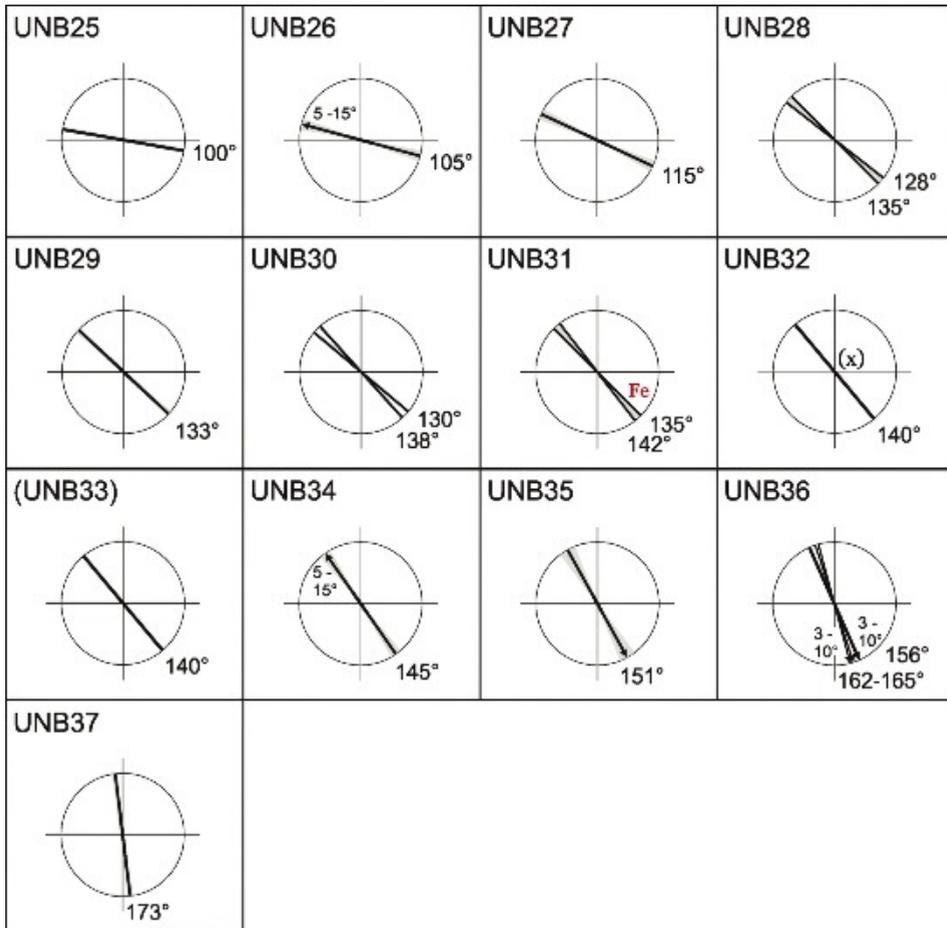


Abb. 82 (links und oben): Matrix der ermittelten Horizontalbewegungen ohne bestimmaren Bewegungssinn (Erläuterungen im Text).

Es folgen die Matrixfelder derjenigen horizontal oder schräg verlaufenden Bewegungsspuren, deren Relativsinn völlig offen blieb. Weit überwiegend handelt es sich um Aufschlussbeobachtungen. Die Matrixfelder UNB11, UNB24 und UNB38 hingegen beziehen sich auf kartographische Hinweise im weiteren Sinne (Kartierbefunde und Satelliten- bzw. Luftbild-Auswertungen).

- UNB1
(Kap. 4.2.1.: S. 45 + Abb. 13). Südlich der Speichermühle am Ostufer der Kyll ([5] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Um 10° streichende, auffällig engständige Klüftung mit einer S-förmig geschwungenen Klüftfläche.
- UNB2
(Kap. 4.2.2.: S. 51 + Abb. 20). Steinbruch Eßlingen ([8] in Abb. 36), zwischen hinterer Südost-Ecke und der Rampe im Norden, Oberer Muschelkalk: 11 bis 13°-streichende

Kluftflächen mit horizontalen Harnischstriemungen und vielfältigen Kristallbildungen.

- UNB3

(Kap. 4.2.2.: S. 45). Steinbruch Eßlingen ([8] in Abb. 36), südliche Rückwand, Oberer Muschelkalk: Wechselnd engständige, durchschnittlich 13°-streichende Kluftscharen (Streichwerte zwischen 179° und 25°). Auch S-förmig geschwungene Kluftflächen treten auf (DITTRICH 2009: Abb. 11).

- UNB4

(Kap. 4.2.5.: S. 61). Steinbruch Kersch ([11] in Abb. 36), Unterer Muschelkalk: Undeutlich entwickelte horizontale Harnischlineare auf zwei Flächen (6 und 22° streichend).

- UNB5

Autoren: WAGNER et al. (2012: S. 181). Kylltal zwischen Heinzkyll und dem Speicherer Bahnhof, Buntsandstein: 25 bis 30°-streichende horizontale Harnische.

- UNB6

(Kap. 4.2.5.: S. 61 + Abb. 26). Steinbruch Kersch ([11] in Abb. 36), südwestlicher Teil, Unterer Muschelkalk: Dichter geklüfteter Bereich mit einer S-förmig gebogenen Kluftfläche. Auf zwei Kluftflächen ein 30° und ein 32° streichender Horizontalharnisch, von reliktmäßig erhaltenen Kalzittapeten begleitet.

- UNB7

(Kap. 6.1.4.: S. 118). Autorin: DITTRICH (1993). Südöstlich von Mondorf/Luxemburg: Relativ steil einfallende Störungsfläche der dort etwa 31°-streichenden „Parkverwerfung“. Eine gewisse horizontale Bewegungskomponente ist wahrscheinlich.

Anmerkungen: Die Nordwest-absetzende Störung zeigt dort ungefähr 25 m vertikalen Versatz (BERNERS 1985b; Schrägabschiebung?).

- UNB8

(Kap. 6.1.2.: S. 111). Autor: SCHRÖDER (1964). Weg vom Rosen-Berg nach Tawern, über der Merten-Mühle: Aufgeschlossene etwa 10 m breite „Ruschelzone“ einer nach WNW absetzenden 114 m-Abschiebung. Die Störungslinie streicht im Nordosten noch 34° und biegt im Bereich der Aufschlussposition nach Süden hin um.

Anmerkungen: Die ungewöhnlich breite Störungszone macht eine horizontale Bewegungskomponente wahrscheinlich (Schrägabschiebung? Sekundäre Reaktivierung?), mit starken und komplexen Bewegungen.

- UNB9

(Kap. 6.2.2.: S. 123 + Abb. 49 und 50). Schlucht unterhalb des Mettfels bei Wincheringen, Mittlerer Muschelkalk (Linguladolomit): Eine 35°-streichende Schrägkluft schwenkt vertikal großbogig um. Zwei bis drei solcher Bögen zeichnen sich ab (Streichwerte 26-35°). Möglicherweise handelt es sich dabei um horizontaltektonische Reaktivierungsflächen.

- UNB10

(Einführung in Teil III). Ehemaliger Steinbruch bei Freudenburg (Abb. 62), Oberer Muschelkalk: Zahlreiche, lokal sehr engständige Klüfte im Winkelbereich um 38° (33-43°), die teilweise eine kleinbogige Ausformung aufweisen.

- UNB11

(Kap. 6.1.4.: S. 118). Autor: PETERS (1985). Nördlicher Saargau, nordwestlich von Wawern: Kennzeichnung der etwa 41° streichenden Abschiebung, welche unterdevonischen Hunsrückschiefer gegen Mittleren Buntsandstein absetzt, als steil stehende, sehr geradlinige Störung (Horizontalkomponente wahrscheinlich).

- UNB12

(Kap. 4.2.6.: S. 72). Autoren: NEGENDANK (1983) und D. DITTRICH. Aufschlusswand an

der Moselbrücke der Bundesstraße B 51 in Trier (Exkursionspunkt 12.3.1 in Abb. 36), Unterer Buntsandstein: Nordwest-absetzende, 42°-streichende Störung. Eisenverkrustung entlang der Störungsfläche.

Anmerkungen: Wegen des recht steilen Einfallens der Störungsfläche (etwa 85°) und der Vererzung Verdacht auf Horizontalbewegung.

- UNB13

(Kap. 6.1.2.: S. 113). Autor: KULKE (1963). Südlicher Saargau, Unterste Stegmühle im Leukbachtal (US in Abb. 38): 50°-streichende, Nordwest-abschiebende 30 bis 35 m-Störung („Freudenburger Sprung“). Es ist ein 1,5 bis 2 m breiter brekziierte Bereich entwickelt (Einfallen bis 80° nach Nordwesten), gesäumt von einer Flexur.

Anmerkungen: Die Zerrüttung lässt eine relativ komplexe Bewegung mit einer horizontalen Komponente vermuten.

- UNB14

(Kap. 4.1.: S. 37). Autor: GRONEMEIER (1976: Abb. 14). Ferschweiler Plateau (Sammeldiagramm aller Klüfte), Luxemburger Sandstein: Horizontalharnische auf 50°-streichenden Klüften 1. Ordnung.

- UNB15

(Kap. 4.2.1.: S. 41 + Abb. 11). Autorinnen: OEHMS (2006) und D. DITTRICH. Ehemaliger Steinbruch am Westhang der Kyll, südlich der Moltkeburg ([2] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: Auffällig engständige Klüftung, Streichwerte zwischen 44° und 61°.

- UNB16

(Kap. 6.1.2.: S. 111f + Abb. 44). Autor: GITTINGER (1964). Bundesstraße B 51 westlich von Wawern, Mittlerer Buntsandstein: Nahbereich einer 70°-streichenden „auffächernden“ Störung (vgl. UNB18), steil stehende Hauptstörung auf knapp 5 m Aufschlussbreite von etwa 20 Kleinstörungen flankiert. Häufig vertretene 55°-Streichrichtung und eine S-förmig geschwungene 55°-Klufffläche etwa 10 bis 30 cm neben der Hauptstörung.

- UNB17

(Kap. 4.2.6.: S. 71). Autoren: NEGENDANK (1983) und D. DITTRICH. Südhang des Kockelsberges bei Trier (Exkursionspunkt 12.2.9 in Abb. 36), Mittlerer Buntsandstein: Vererzung an einer Nordwest-absetzenden, bogig verlaufenden, dort 61 bis 71° streichenden 80 m-Abschiebung

Anmerkungen: Aufgrund des Fundes von subvertikalen Quarz-Faserharnischen an einem ausgelösten Sandsteinblock wird hier eine Schrägabschiebung vermutet (Pull-apart-Graben?). Die Bewegungsspuren daran wichen um etwa 30° von der Vertikalen ab.

- UNB18

(Kap. 6.1.4.: S. 118). Autorin: DITTRICH (1993). Südwestlich von Hesperange/Luxemburg: Nachweislich relativ steil einfallende Störungsfläche der Südost-abschiebenden „Verwerfung von Crusnes“ (68°-Streichen, vgl. Abb. 83 in Kap. 7.4.2.). Horizontalverschiebungskomponente wahrscheinlich.

- UNB19

(Kap. 6.1.2.: S. 111f + Abb. 38 und 44). Autor: GITTINGER (1964). Bundesstraße B 51 westlich von Wawern, Mittlerer Buntsandstein: Eine 70°-streichende „auffächernde“ Abschiebung (SSE-gerichteter Vertikalversatz 8 bis 10 m). Störungsfläche relativ steil einfallend (86°) und von einem 15 bis 20 cm breiten brekziierten Bereich begleitet. Hauptstörung von etwa 20 Kleinstörungen flankiert (Streichwerte meist 55° bis 75°).

Anmerkungen: Wegen des Gesamtaspektes der Störungszone ist Horizontaltektonik wahrscheinlich (Negative Blumenstruktur?, Abb. 45; vgl. auch UNB16).

• UNB20

Autoren: WAGNER et al. (2012: S.181). Kylltal zwischen Heinzkyll und dem Speicherer Bahnhof, Buntsandstein: 70 bis 80° streichende horizontale Harnische.

• UNB21

(Kap. 4.2.5.: S. 61f + Abb. 28). Steinbruch Kersch ([11] in Abb. 36), unter der Zufahrtsrampe im Nordostteil, Unterer Muschelkalk: Bogen- bzw. „zickzackförmig“ ausgebildete Bewegungsfläche (Streichwerte zwischen 78 und 86°, Durchschnitt etwa 82°). Eine besser freigelegte, 84°-streichende Klufffläche trägt orange-gelbliche Striemungen mit sehr schwach (etwa 2°) nach WSW geneigten Linearen.

Anmerkungen: Es handelt sich um ältere Schrägklüfte, die sekundär horizontaltektonisch mobilisiert worden sind.

• UNB22

(Kap. 4.1.: S. 37). Autor: GRONEMEIER (1976: Abb. 14). Ferschweiler Plateau (Sammel-diagramm aller Klüfte), Luxemburger Sandstein: 90°-streichende Horizontalharnische auf Klüften 1. Ordnung.

• UNB23

(Kap. 4.1.: S. 36). Autor: ELBERSKIRCH (1937). Kylltal zwischen Speicher und Philippsheim, Buntsandstein: Horizontale Harnischstriemungen („Rutschstreifen“) auf 95°-streichenden Kluffflächen.

• UNB24

(Kap. 4.2.4.: S. 59). Autoren: GRONEMEIER (1976), DITTRICH & HERMLE (2010) und REINHEIMER et al. (2010). Ferschweiler Plateau, Luxemburger Sandstein (Unterlias): Prägnanz der Ost-West-Richtung bei den Klüften und bei Linearen in Luftbildern, Streichwerte zwischen 87° und 110°, Durchschnitt etwa bei 98°. In mehreren Kluffrosen ist nicht nur eine rheinische Hauptrichtung, sondern auch die Ost-West-Richtung auffällig betont. Ost-West-Lineationen in Luftbildern fanden sich auch gehäuft auf den Lias-Plateaus des Heiderückens und des Wallendorfer Berges.

Anmerkungen: Ein kausaler Zusammenhang der Ost-West-streichenden Klüfte mit den lokalen Schichtneigungen oder mit vertikaler Störungstektonik ist in allen Fällen nicht zu erkennen. Eine Entstehung der Zerrüttungsrichtung durch Schertektonik ist wahrscheinlich.

• UNB25

(DITTRICH 2009: S.108 + Abb. 8 in DITTRICH 2008). Östlich von Feilsdorf, Oberer Buntsandstein: Starke, bis ins Korngefüge hinein einwirkende spröde Deformation des Sandsteins. Etwa 100°-streichende Störungslinie möglich.

• UNB26

(Kap. 4.1.: S. 36). Autoren: ELBERSKIRCH (1937) und KRIEGER (1978). Unteres Kylltal, beim „südlichen Bahnübergang in Kordel“, Buntsandstein: Horizontale Harnischstriemungen („Rutschstreifen“) auf 100 bis 110° streichenden Kluffflächen. Einfallen der Lineare mit 5 bis 10° nach WNW.

Anmerkungen: KRIEGER (1978) referierte diese generalisierte Beschreibung und erweiterte den Einfallbetrag der Lineare auf 5 bis 15°. ELBERSKIRCH (1937) hatte überdies notiert, dass die Blattverschiebungen bei Kordel durch jüngere – nicht näher spezifizierte – Flächen durchschnitten und versetzt seien.

• UNB27

Autoren: WAGNER et al. (2012: S.181). Kylltal zwischen Heinzkyll und dem Speicherer Bahnhof, Buntsandstein: 110 bis 120°-streichende Horizontalharnische.

• UNB28

(Kap. 6.3.1.: S. 135f). Autor: MACKENBACH (2001). Südlich von Temmels, Nord-Saargau,

höherer Muschelkalk: Zwei schmale linienhafte, etwa 1,5 km lange Zonen mit starker unterirdischer Ablaugung des Sulfatlagers im Mittleren Muschelkalk. Wahrscheinlich bewirkte eine dicht gescharte, 128 bis 135°-streichende Klüftung eine lokal verstärkte Zerrüttung, die Subrosion und die erosive Eintiefung von schmalen Talzügen an der Erdoberfläche.

Anmerkungen: Im selben Bereich hatte GÜDEMANN (1982) aufgrund von Satelliten- und Luftbild-Auswertungen ein lang gestrecktes, 135°-streichendes Linear verzeichnet.

- UNB29

(Kap. 4.1.: S. 36). Autor: ELBERSKIRCH (1937). Kylltal zwischen Speicher und Philippsheim, Buntsandstein: Horizontale Harnischstriemungen („Rutschstreifen“) auf Klufflächen, Streichwerte von 130 bis 135°.

- UNB30

(Kap. 4.1.: S. 37). Autor: GRONEMEIER (1976: Abb. 14). Ferschweiler Plateau (Sammel-diagramm aller Klüfte), Luxemburger Sandstein: Horizontalharnische auf 130°- und 138°-streichenden Klüften 1. Ordnung.

- UNB31

(Kap. 4.1.: S. 37f und Kap. 4.2.6.: S. 67f). Autoren: NEGENDANK (1983) und D. DITTRICH. Oberhalb des Weinbergs Augenscheiner in Trier, Unterer Buntsandstein: Horizontale Harnischstreifen an einer – nicht näher spezifizierten – 135°-streichenden Störungsfläche. Eigene Beobachtungen dazu: Saigere 142°-Klufffläche mit 1 cm dicker Eisenkruste über dem Westrand des Steinbruchareals (entlang des Eifelsteigs) und etwa 136 bis 142°-streichende engständige Klüfte (dm-Bereich) an der Augenscheiner-Felswand gegenüber der Kirche St. Paulin und dem Sportplatz.

Anmerkungen: Gemäß der Detailkarte von DEGEN et al. (1981) handelt es sich bei der Störung mit Horizontalharnischen wohl um ein Nordwest-Südost streichendes Teilstück einer der dort verzeichneten vier ostabsetzenden rheinischen Kleinstörungen (aus Maßstabsgründen nicht alle in Abb. 4 dargestellt). In der markanten Richtungsänderung dieser Störungen bildet sich wohl eine interferierende Schar von Scherflächen ab.

- UNB32

(Einführung in Teil III). Ehemaliger Dolomit-Steinbruch bei Freudenburg (Abb. 62), Nahbereich der auffälligen Verkarstungszone, Oberer Muschelkalk: 140°-streichende horizontale Bewegungsflächen, vereinzelt mit reliktsch erhaltenen Kalzittapeten.

- UNB33

(Kap. 4.2.4.: S. 59). Landesstraße L 2, in der Spitzkehre über Holsthum, westlicher Aufschlussbereich, Luxemburger Sandstein: Undeutliche horizontale Striemungen auf einer 140°-Fläche.

- UNB34

(Kap. 4.1.: S. 36). Autoren: ELBERSKIRCH (1937) und KRIEGER (1978). Unteres Kylltal, beim „südlichen Bahnübergang in Kordel“, Buntsandstein: Horizontale Harnischstriemungen („Rutschstreifen“) auf 140 bis 150°-streichenden Klufflächen. Einfallen der Lineare mit 5 bis 10° nach Nordwesten.

Anmerkungen: KRIEGER (1978) referierte diese generalisierte Beschreibung und erweiterte den Einfallbetrag der Lineare auf 5 bis 15°. ELBERSKIRCH (1937) hatte überdies notiert, dass die Blattverschiebungen bei Kordel durch jüngere – nicht näher spezifizierte – Flächen durchschnitten und versetzt seien.

- UNB35

(Kap. 4.2.2.: S. 45 + Abb. 14). Steinbruch Eßlingen ([8] in Abb. 36), südliche Rückwand, Oberer Muschelkalk: Harnische auf sehr eng gescharten, steil stehenden Klufflächen

(Streichwerte 143°, 145°, 152°, 155° und 158°, Durchschnitt: 151°). Die Lineare sind schwach nach Südosten geneigt.

- UNB36

(Kap. 4.2.2.: S. 45). Steinbruch Eßlingen ([8] in Abb. 36), südliche Rückwand, Oberer Muschelkalk: Zwei 156°- bzw. 162 bis 165°-streichende Harnischflächen mit 3 bis 10° nach Südosten geneigten Linearen.

- UNB37

(Kap. 4.2.1.: S. 45). Autorinnen: OEHMS (2006) und D. DITTRICH. Südlich Speichermühle am Ostufer der Kyll ([5] in Abb. 9), Oberer Buntsandstein: 170 bis 175°-streichende horizontale Harnischlineare.

7.4.2. Zusätzliche Ergebnisse aus der Zusammenschau mit bisherigen Befunden

Nach der Darlegung derjenigen Horizontalbewegungen, deren Bewegungssinn nicht abgeklärt ist, lassen sich durch Zusammenschau aller Ergebnisse weitere horizontaltektonische Szenarien ableiten. Das wichtigste davon betrifft die lang gestreckte Lineation Niederdonven–Canach–Hesperange. Sie entspricht der in Kap. 5.3. (S. 100) beschriebenen „zweiten variszischen Zone“. Diese vereinigt mehrere linear angeordnete südabsetzende Bruchelemente. Verfolgt man diese Lineation über den Darstellungsbereich der Abb. 38 hinaus nach Westen, so fällt bei Hesperange eine markante, etwa 4 km lange variszisch streichende Teilstrecke einer diagonalen Großstörung ins Auge (Abb. 83). Bei der Diagonalstörung handelt es sich um die prominente „Verwerfung von Crusnes“ oder „Faille de Luxembourg“, die von der Sauerregion Nordost-Luxemburgs nach Südwesten bis nach Esch / Alzette und weiter nach Lothringen zieht. Bei Hesperange zeigt sie die auffällige variszische Richtungsabweichung und bei Sandweiler ist sie etwas abgesetzt. Der 65 bis 68°-streichende Abschnitt bei Hesperange findet seine lineare Fortsetzung in der 70°-streichenden Hauptstörung des Schmalgrabens von Canach und dann im variszisch streichenden Schmalgraben bei Niederdonven. Südwestlich der Ortschaft Hesperange befand sich der Beobachtungspunkt UNB18 (Kap. 7.4.1.). Wegen der dort erschlossenen, relativ steil einfallenden Störungsfläche ist eine horizontale Bewegungskomponente anzunehmen gewesen. Der Blick nach Osten lässt einen sinistralen Bewegungssinn vermuten. Dort existiert nämlich die merkwürdige Schmalgrabenstruktur, die den NNE-SSW-orientierten Südtail des winkelig ausgeformten Schmalgrabens von Canach ausmacht. Diese Struktur war in die von DITTRICH (1989) aufgestellte Klassifikation von drei (triassisch mobilen) Richtungssystemen nicht stimmig einzufügen gewesen (Kap. 3.2.: S. 32 und Abb. 2). Die jetzt mögliche Gesamtschau zeigt, dass es sich dabei um den sinistral verstellten Westrand der rheinischen Echternacher Grabenzone handeln könnte.

Die horizontaltektonische Ausdeutung wird erschwert durch die mangelnde strukturelle Prägnanz der Echternacher Grabenzone in dieser Region. Diese ist zwar in der deutschen Südeifel sehr deutlich ausgeprägt, auch im luxemburg-lothringischen Grenzgebiet, im ostluxemburgischen Bereich südlich des Lias-Plateaus jedoch nicht. Dort, wo vorwiegend die inkompetenten Mergelabfolgen des Mittelkeupers austreichen, muss sich die Identifikation dieser alt angelegten Großstruktur auf wenige schwache Indizien stützen (Kap. 5.3.: S. 95). In Abb. 83 ist die Grabenzone angedeutet worden. Im äußersten Nordosten wird diese Rekonstruktion gestützt durch die Ausführungen von NEUMANN-REDLIN (1966). Bei dieser Kartierung war aufgrund einer Kleinfaltung am Ostrand der „Beule von Kapenaker“ eine bislang nicht erkannte rheinische Störungslinie in der Fortsetzung des Gostinger Schmalgrabens angenommen worden (Kap. 6.1.2.: S. 114). Darin kann sich eine maskierte rheinische Lineation an der

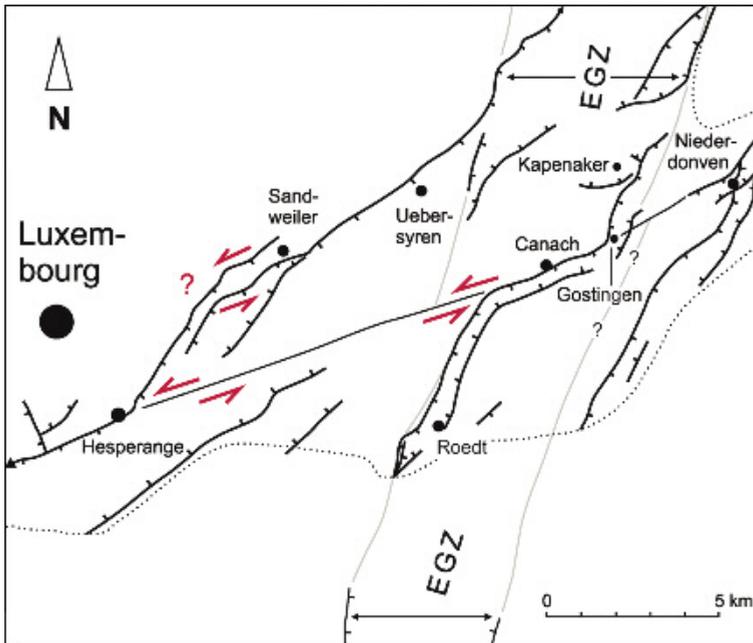


Abb. 83: Mögliche sinistrale Horizontalverschiebung des Westrandes der Echernacher Grabenzone (EGZ) an der variszisch streichenden Lineation Niederdonven–Canach–Hesperange (punktiert: Abgrenzung des Darstellungsbereiches, Markierung Luxembourg = inneres Stadtzentrum).

Ost-Schulter der Echernacher Grabenzone ausdrücken. Die West-Schulter ist wohl im Bereich der rheinischen Störungen bzw. Störungs-Teilstrecken östlich von Uebersyren zu suchen. Weiter südlich könnte sie durch die Weststörung des dort mit 27° streichenden Schmalgrabens von Canach abgebildet werden. Dazwischen wäre dann eine sinistrale Verschiebung um 1 bis 1,5 km ausgebildet. Die Verschiebungsbahn müsste die dort 70° -streichende Lineation Niederdonven–Canach–Hesperange gewesen sein. Als alte variszische Sockelfuge könnte sie bei einer entsprechend angreifenden Scherspannung horizontal mobilisiert worden sein.

Auch im Nordwesten bei Sandweiler könnte sich eine solche sinistrale Verschiebung abzeichnen. Die Tatsache, dass die wichtige „Faille de Luxembourg“ dort so auffällig unterbrochen ist, ließe sich durch eine sinistrale Pull-apart-Struktur erklären, die von jüngeren Nachbrüchen überlagert und teilweise maskiert wurde (Kap. 8.3.).

Nach Osten hin erscheint bei Wawern ein tektonischer Messpunkt (Abb. 38), der in der Fortsetzung der Lineation Hesperange–Canach–Niederdonven liegt. Dort war im Buntsandstein eine 70° -streichende Störungszone erschlossen gewesen, deren „auffächerndes“ Erscheinungsbild auf Horizontaltektonik schließen ließ (UNB18). Das variszisch streichende Verbindungsstück zwischen Niederdonven und Wawern fehlt allerdings. Dies wiederum ist das Resultat von zwei rheinischen Bewegungsbahnen, an denen die alte variszische Lineation erst um 3,2 km und dann noch einmal um 500 m nach Süden verschoben wurde (DEX23 und DEX21, Abb. 75).

Ein weiteres Strukturelement, das sich erst durch Zusammenschau mehrerer Befunde erkennen lässt, ist wohl ein kleiner reliktscher dextraler Pull-apart-Graben

zwischen Trier-Pallien und Trier-Biewer (Abb. 4). Nahegelegt wird er durch den Messpunkt ?DEX3 (7.4.1.). Dort war eine mit 57° relativ flach nach Südosten einfallende, 44° -streichende Abschiebungsfläche mit schräg verlaufenden Gleitriemen erschlossen (Abb. 34). Im Kartenbild liegt sie an einem nach Nordwesten ausgewölbten Störungsbogen ([13] in Abb. 36). Dabei könnte es sich um den nördlichen Störungsbogen einer Pull-apart-Struktur handeln. In einer solchen strukturellen Position sind Schrägabschiebungen zu erwarten (Abb. 58). Der südliche Teil dieses potentiellen Pull-apart-Grabens ist von einer Diagonalstörung abgeschnitten worden. Unter den Quartärsedimenten des Moseltals ist er (bisher) nicht auskartierbar gewesen. Auch die nördliche Fortsetzung der östlichen rheinischen Blattverschiebung fehlt im heutigen Kartenbild. Bei späteren Geländeaufnahmen kann sie möglicherweise zukünftig fixiert werden. Rheinische Blattverschiebungen sind ja in der Trier-Luxemburger Bucht in großer Zahl nachgewiesen. Dextrale rechtstretende Verbindungsstrukturen (Pull-apart-Gräben) sind allerdings bisher erst aus der nordwestlichen Trierer Bucht bekannt geworden (DITTRICH 2009: Kap. 5.2.).

7.5. Gruppierung von jeweils konjugierten Bewegungen und erste relative Alterseinschätzungen

Zahlreiche Hinweise auf Kompression und Horizontalverschiebungen haben sich auffinden lassen, im mikrotektonischen Bereich bis hin zum Kilometerbereich. Sehr unterschiedliche Phänomene sind berücksichtigt worden. Die Abb. 84 gibt einen Überblick über die Strukturen, die im Aufschlussbereich verwertet wurden. Nicht abgebildet darin sind „Slickolite striae grooves“, die die Kompressionsrichtung anzeigen (RAMSAY & HUBER 1987, vgl. Kap. 4.2.7.: S. 72). Sehr kleinmaßstäbliche flache Überschiebungsflächen, wie sie im Blockbild-Schema der Abb. 84 unten rechts angedeutet wurden, sind in den untersuchten Aufschlüssen möglicherweise auch entwickelt, wurden (bisher) aber nicht beobachtet.

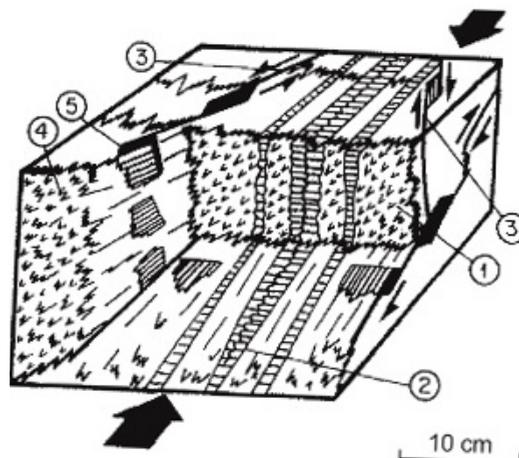


Abb. 84: Tektonische Mikrostrukturen bei kompressiver Beanspruchung (aus: LETOUZEY 1986, übersetzt und geringfügig graphisch verändert; schwarze Pfeile: Richtung der maximalen Schubspannung (kompressiver Stress), 1: Horizontalstylolithen, 2: mineralisierte Dehnungsklüfte, 3: Blattverschiebungen, 4: Slickolites (Nadelharnische), 5: Faserharnische mit (sinistralen) Abbruchstufen).

Ein Problem bei der Bewertung von Aufschlussbefunden stellt sich, wenn lediglich Einzelflächen angetroffen wurden. Falls sich kein größeres Ensemble von Bewegungsflächen abbildet, kann es sich bei den isoliert eingemessenen Scherflächen eventuell nicht um die Hauptrichtung der Bewegung, sondern bloß um nachrangige Riedelflächen handeln. Großräumigere Befunde im Kartenbild, bezogen auf das Störungsmuster, liefern in dieser Hinsicht wohl verlässlichere Hinweise. Diese allerdings hängen unmittelbar von der Qualität und Genauigkeit der Geologischen Karten ab. Damit stehen und fallen sie. Auch kann im Kartenbild nicht unmittelbar erkannt werden, in welchem Ausmaß es sich bei den auskartierten Störungslinien um Schrägabschiebungen (oder Schrägaufschiebungen) handelt. Daher ist nicht völlig klar, welche konkrete Ausrichtung die seinerzeit ansetzende Schubspannung hatte. Die daraus abgeleiteten Kompressionsrichtungen stellen deshalb nur Annäherungen dar. Dementsprechend kann es auch zu gewissen Fehlern bei der Auswertung kommen. Überdies war im Gelände in einigen Fällen nur eine recht ungenaue Bestimmung der Kompressionsrichtung möglich. Manchmal ließen der Zustand und die Ausrichtung der Aufschlusswände nur ungefähre Angaben über die Einengungsrichtung bei Falten, Kleinaufschiebungen, Anpressungen und ähnlichem zu. Gewisse Unschärfen der Richtungsangaben waren die Folge.

Das physikalische Prinzip von Scherbeanspruchungen durch Schubspannung ist wohlbekannt. Laborversuche mit Tonkuchen und anderen geeigneten Materialien, die einer Kompressions- bzw. Scherbeanspruchung unterworfen wurden, sind in der Literatur zahlreich dokumentiert (TWISS & MOORES 1992, DAVIS & REYNOLDS 1996: S. 365 und Fig. 6.148, SCHWARZ & KILFITT 2008). Immer zeigte sich, dass interaktiv konjugierte sinistrale und dextrale Scherflächenscharen entstehen, die miteinander Winkel von 60 bis 70° – meist sind es etwa 70° – einschließen. An ihnen finden die entsprechenden Ausweich- und Ausgleichsbewegungen statt. Die Kompressionsrichtung ist dabei stets in der Winkelhalbierenden gelegen, im Idealfall ist sie also vom Streichen der konjugierten Blattverschiebungen um etwa 35° verschieden. Theoretische Berechnungen bestätigen diese mechanisch-kinematischen Gesetzmäßigkeiten (RAMSAY & HUBER 1987, EISBACHER 1996).

Im Folgenden soll nun versucht werden, aus dem vorhandenen Datenfundus Kombinationen von sinnvollen Paaren von Scherbewegungen mit ähnlicher Alterssignatur auszumachen, inklusive der jeweils dazugehörigen nachgewiesenen Kompressionsrichtung. Die Ergebnisse dieser Recherche, die in den nachfolgenden Abschnitten näher erläutert werden, sind in Tab. 1 zusammengefasst. Ausgewiesen werden Gruppen von Beanspruchungsrichtungen. Überdies wird protokolliert, durch welche Matrixfelder sie repräsentiert sind.

Begonnen wird mit demjenigen Beanspruchungssystem, dem die rheinischen, etwa bei 0° ansetzenden dextralen Scherbahnen angehören. Das entsprechende Gesamtsystem wird als Gruppe 1 benannt (Tab. 1). Die dextrale Relativbewegung dieser Gruppe zeigt eine auffällig große Winkel-Spannbreite (176 bis 25°-Streichen). Diese weite Variation bildet sich schon im Bereich von ein und demselbem Aufschluss ab (Steinbrüche Eßlingen und Hippert/Schloss Thorn). Die Streuung der Richtungen kann nicht bloß einer versehentlichen Mitzählung von Riedelflächen zugeschrieben werden. Sie ist in gleicher Weise auch bei Blattverschiebungen anzutreffen, die aus Kartenbefunden rekonstruiert wurden. Es handelt sich also um ein charakteristisches Merkmal dieses Deformationsereignisses, welches sich auch in der speziellen Ausformung der Scherbahnen niederschlägt (mehr dazu in Kap. 7.6.). Die dextralen Verschiebungsweiten in der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht können Beträge von

Tab. 1: Im Untersuchungsgebiet dokumentierte Gruppen von konjugierten Bewegungsrichtungen mit den jeweiligen Kompressionsrichtungen (Streichwerte).

Gr. Nr.	Dextrale Horizontalbewegungen		Sinistrale Horizontalbewegungen		Kompressionsrichtung	
	Winkelspanne	Matrixfelder	Winkelspanne	Matrixfelder	Winkelspanne	Matrixfelder
1	5 - 22° (176 - 25°)	DEX1 - DEX6, DEX19 - DEX22, (DEX23), ?DEX1 + ?DEX2, (?DEX3), UNB1 - UNB4, (UNB9)	70 - 80° (66 - 84°)	SIN24 - SIN27, (UNB17), UNB18 - UNB21	33 - 45° —	KMP4 - KMP7, KMPD3
2	51 - 60° (50 - 69°)	DEX8 + DEX9, DEX24, ?DEX4 + ?DEX5	128 - 138° (112 - 138°)	SIN8 - SIN11, SIN28, UNB27?, UNB28	81 - 92° (70 - 105°)	KMP8 - KMP10, KMP25, KMPD4
3	79 - 100° (73 - 110°)	DEX10, (DEX11), DEX25 - DEX27, ?DEX6, (?DEX8), UNB22 - UNB25	150 - 167° (133 - 170°)	SIN12 - SIN16, ?SIN8, UNB35 + UNB36	126 - 144° (125 - 146°)	KMP11 - KMP16, KMP23?, KMP26 - KMP28, KMPD5 - KMPD8
3.1	79 - 90° (73 - 110°?)	DEX10, (DEX11), ?DEX6, (?DEX8), UNB24, (UNB25?), UNB26	159 - 162° (143 - 167°)	SIN14, SIN16, (UNB34?), UNB35 + UNB36	126 - 144° (126 - 146°)	KMP13, KMP16?, KMP23?, KMP26 - KMP28
3.2	90°? (87 - 110°)	(UNB24), (UNB25?)	161°? (155 - 170°)	SIN13	126° (126 - 145°)	KMP12, KMP19, KMPD7, (UNB28)
4	120 - 142° (118 - 150°)	DEX12 - DEX17, DEX28, ?DEX7, UNB27?, UNB29 - UNB34	22 - 38° (15 - 43°)	(SIN1), SIN3 + SIN4, ?SIN1 - ?SIN3, (?SIN5), UNB5 - UNB7, UNB10	155 - 10° (146 - 10°)	KMP1, KMP3, KMP18, KMP20 - KMP22, KMP23(?), KMP24, KMP29, KMPD9
5	170 - 177° (166 - 180°)	DEX18, ?DEX9 - ?DEX11, UNB37	42 - 59° (34 - 60°)	(SIN2), SIN5, SIN17 - SIN23, ?SIN4 - ?SIN7, (UNB8), UNB11 - UNB16	7 - 25° (7 - 34°)	KMP2, (KMP3), KMPD1 + KMPD2

3,2 km erreichen. In der nordwestlichen Trierer Bucht waren bis 3,5 km nachgewiesen worden (DITTRICH 2009). Nach neueren Befunden können es dort auch etwas über 4 km sein (Kap. 7.3.2.); in diesem Fall war allerdings eine sehr prägnante, alt angelegte Bruchfuge des rheinischen Richtungssystems mobilisiert worden (Kap. 8.3.).

Eine ähnliche Größenordnung der horizontalen Versatzbeträge ist bei den großen sinistralen Blattverschiebungen dieser Gruppe im Winkelbereich von 70 bis 80° verwirklicht. Diese liegen maximal bei 2,6 bis 3 km. Die sehr ähnlichen Versatzbeträge

und der ideale 70°-Winkel zwischen den betreffenden dextralen und sinistralen Bewegungsbahnen legen eine gemeinsame Entstehung nahe. In beiden Fällen passt auch die Alterssignatur. Bei Niederdonven könnten die beiden genannten Typen von Horizontalverschiebungen auch mehr oder weniger interaktiv gebildet worden sein, da sie sich im Westen nicht mehr durchsetzen.

Die Kompression war zu dieser Zeit ungefähr (N)NE-(S)SW ausgerichtet (33-45°).

Zur Zeit der Untersuchungen von DITTRICH (2009) waren die sinistralen Horizontalbewegungen zu den dextralen rheinischen Blattverschiebungen noch ungewiss gewesen. In Ermangelung geeigneterer Kandidaten waren dafür die damals erst bekannten 95 bis 112°-streichenden Bewegungsspuren erwogen worden. Deren Bewegungssinn (dextral?, sinistral?) war weitgehend unklar gewesen. Dass der dabei eingeschlossene Winkel zu groß war für üblicherweise konjugierte Scherbewegungen, war als Problem bekannt (DITTRICH 2009: S. 108f). Die damals als mögliche Erklärung angeführten sekundären Rotationen sind nun nicht mehr argumentativ notwendig und in entsprechendem Ausmaß auch nicht glaubhaft. Mit den jetzt vorhandenen Daten können diese „zu flach ausgerichteten“ Bewegungsspuren anderen, damals noch unbekanntem Deformationsereignissen zugeordnet werden. Alle damals erwähnten Geländebefunde sind hier als Matrixfelder aufgenommen und in Beanspruchungsgruppen eingeordnet worden.

Gruppe 2 ist ein Beanspruchungssystem mit einer dextralen Scherbewegung in (E)NE-(W)SW-Richtung (etwa 51 bis 60°, Tab. 1). Derartige Bewegungen bilden sich ab durch diverse Scherflächen und vier erfasste Blattverschiebungen. Diese liegen im Nordostteil des Untersuchungsgebietes (DEX24) und zeigen horizontale Versatzbeträge zwischen 500 m und 1,4 km.

Die dazugehörigen sinistralen Bewegungen fanden an etwa 128 bis 138° streichenden Flächen statt (Tab. 1). Entsprechende Blattverschiebungen bei Osweiler (SIN28, 132° und 134°) bringen es auf 400 bis 700 m Verschiebungsweite.

Generell existieren nicht (mehr) viele Bewegungsspuren, die dieser Gruppe angehören. Dies könnte auf eine alte, inzwischen weitgehend überprägte Deformationsphase hindeuten. Die genannten Blattverschiebungen versetzen bloß alt angelegte Bruchlinien und sind ihrerseits von jüngeren Störungen überlagert. Auch die ostwärtigen Neigungen von Harnischlinearen (SIN11, ?DEX5) deuten auf eine Entstehungszeit, in der die heutige tektonische Ausformung der Trierer Bucht noch nicht existierte (7.2.3.). Die polierten sinistralen 138°-Lineare bei Speicher mit ihrer 5°-Neigung nach Südosten bilden dies ebenso ab wie die Nordost-geneigten dextralen Bewegungsspuren bei Wellen. Die bei Speicher ebenfalls vorhandene 130°-Harnischfläche mit einer dünnen Quarztapete (SIN11) verlief wohl schon näher an der damaligen Kompressionsrichtung. Diese ist rechnerisch auf etwa 81 bis 103° zu veranschlagen. Durch direkte Beobachtungen ist ein Winkelbereich von 70 bis 105° dokumentiert. Die entsprechenden Kompressionsmerkmale umfassen Drucklösungserscheinungen (KMP8 und KMP9) und mitteldimensionale Faltenbildungen im Bereich von wenigen Hundert Metern (KMP25). Dies deutet auf eine gewisse Gebirgsauflast und auf eher duktile Verhältnisse zur Zeit dieser alten Deformation hin.

Die **Gruppe 3** ist eigentlich zweigeteilt. Geht man nur nach Winkelgraden, so umfasst sie dextrale Relativbewegungen um 79 bis 100°, sinistrale Bewegungen um 150 bis 167° und eine Kompressionsrichtung um 126 bis 144°. Dahinter verbergen sich allerdings zwei verschiedene Deformationsereignisse, mit sehr unterschiedlichem Alter. Zweimal hat eine Nordwest-Südost-ausgerichtete Schubspannung auf das (früh-)mesozoische Deckgebirge der Trier-Luxemburger Bucht eingewirkt. Eines die-

ser Ereignisse ist die noch heute wirksame Einengung. Da auch gleichgerichtete ältere Bewegungsspuren existieren, sind die später entstandenen nicht leicht zu identifizieren. Deshalb ist die Information zu dieser Untergruppe 3.2 in Tab. 1 lückenhaft. Aufgrund der überreichlich vorhandenen Erkenntnisse zum heutigen bzw. subrezenten Spannungsfeld und Strukturinventar Mitteleuropas (FUCHS et al. 1983, weitere Literaturzitate bei DITTRICH 2009) ist diese Untergruppe dennoch nicht in Frage zu stellen.

Von der Gesamtmenge an Daten der Gruppe 3 sind nur wenige sicher dem jungen Bewegungsakt zuzurechnen. Dies gilt vor allem für das Matrixfeld KMP11 zur 126°-ausgerichteten kompressiven In-situ-Spannung bei Nennig (GREINER 1978, BAUMANN & ILLIES 1983). Nach den entsprechenden Messergebnissen liegen derzeit beide Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_2 in der Horizontalen und sind beide positiv. Dennoch kann zumindest zeitweise auch eine Dehnung um die 36°-Richtung herum geherrscht haben. Dies bildet sich annähernd in den Matrixfeldern KMPD7 und UNB28 ab. Der erste Befund betrifft eine 144°-streichende Abschiebung bei Kenn im Moseltal. An ihr hat im Jungquartär eine starke Abwärtsbewegung stattgefunden, ausgelöst wohl durch eine Dehnung in Nordost-Südwest-Richtung. Da die dabei mobilisierte Bruchfläche wahrscheinlich einer älteren Flächenschar angehörte (DEX28) und somit unter anderen Spannungsbedingungen entstanden war, muss ihre Richtung nicht genau parallel zur neuzeitlich wirkenden Kompression liegen. Es besteht ja eine gewisse Winkeldifferenz zwischen 126° und 144°. Gründe für diese Differenz können regionale Unterschiede der herrschenden Schubspannung zwischen Nennig und Kenn gewesen sein, ein zeitlich etwas variierendes Stressfeld oder aber (auch) eine etwas schräge Reaktivierung dieser 144°-Bruchfläche bei einer etwa 126°-orientierten Kompression (vgl. Kap. 8.).

Das zweite genannte Matrixfeld UNB28 mit Gradwerten zwischen 128 und 135° bezieht sich auf Dehnungsprozesse südlich von Temmels im nordwestlichen Saargau. Sie sind aufgrund der Prägnanz dieser Richtung im Stellitenbild, im Luftbild, in der Morphologie und in der Schichtlagerungskarte anzunehmen. Der letztgenannte Effekt resultierte aus einer lokal verstärkten linearen Subrosion eines Sulfatvorkommens. Starke Zerklüftung und entsprechende Grundwasserzirkulation sind anzunehmen. Auch in diesem Fall ist wohl die Entstehung dieser Flächenschar einer älteren Deformation zuzuschreiben (Gruppe 2, sinistrale Scherbewegungen). Die Öffnung dieser Kluftschär geschah aber wohl unter dem Einfluss des jungen plio-pleistozänen Stressfeldes.

Das einzige gesicherte Indiz einer jungen Scherbewegung sind die belagfreien 155°-orientierten sinistralen Kratzspuren im Steinbruch Eßlingen (SIN13). Ihr 4°-Einfallen nach NNW bildet eine primäre Schrägverschiebung ab. Offenbar lag die präexistierende Scherfläche (SIN14) nicht im idealen Scherwinkel, sondern näher an der derzeit wirksamen Kompressionsrichtung. Die Kalkulation der Winkelrelation – 126° plus 35° gleich 161° – bestätigt dies.

Auf der anderen Seite gibt es zahlreiche Befunde in der Gruppe 3, die einem erdgeschichtlich alten Deformationsereignis zugeordnet werden können. Bei den Kompressionsmerkmalen sind das solche, deren Entstehung eine gewisse Versenkungstiefe erfordert hat. Dies ist der Fall bei Strukturen, die durch Drucklösung entstanden (KMP13, KMP23) und solchen, die eine bruchlose Verformbarkeit des Gebirgskörpers voraussetzten (Faltenstrukturen bei KMP26 bis KMP28). Alle diese Strukturmerkmale sind mit Sicherheit einer alten, relativ starken Einengung zuzuschreiben. Die altersmäßige Zurdnung der großen Aufschiebung bei Arenrath hingegen ist noch ungewiss.

Da dabei eine spröde Reaktion des Gebirgskörpers zugrunde lag (KMP16), käme dafür eventuell die junge, subrezente Beanspruchungsphase in Frage. Im nachfolgenden Teil IV dieser Publikation soll diese Alterseinstufung weiterführend diskutiert werden.

Die dextralen Blattverschiebungen der Gruppe 3 gehören wohl alle der älteren Untergruppe 3.1 an. Es sind drei etwa Ost-West-orientierte Blattverschiebungen, eine im Nordosten (DEX27), eine im mittleren Teil (DEX26) und eine im äußersten Südwesten des Untersuchungsgebietes (DEX25). Die entsprechenden Verschiebungsweite liegen bei knapp 200 m, 1,4 km und schließlich 2,4 km. Es fällt auf, dass diese Werte nach Süden hin erheblich zunehmen. Die zwei letztgenannten Verschiebungsbahnen sind nachweislich von jüngeren Abschiebungen und anderen Blattverschiebungen überprägt. Alle drei versetzen auch nur alte, schon permisch und triassisch angelegte Strukturen. Das hohe Alter dieser dextralen Bewegung ist offensichtlich.

Schwieriger ist die Identifikation von dextralen Scherflächen der Untergruppe 3.1 im Aufschlussbereich. Die markante polierte Scherfläche mit dextralen horizontalen Harnischstriemungen am Weinberg Augenscheiner in Trier (?DEX6, 100°-Streichen) fällt wohl in diese Kategorie. Gemeinsam mit der 148°-streichenden, anscheinend als Riedelfläche zu bewertenden Bewegungsfläche ?DEX8, dokumentiert sie eine sehr starke Scherbeanspruchung. Im Nordosten des Untersuchungsgebietes, bei Kordel, könnte dem das Flächenpaar UNB26 (105°) und UNB34 (145°) entsprechen. Deren beider Harnischlineare sind nach den (nicht sehr präzisen) Darlegungen von ELBERSKIRCH (1937) deutlich nach Nordwesten geneigt und überdies von jüngeren Flächen durchschnitten. Auch dabei handelt es sich wohl um die Zeugnisse einer starken und auch alten Deformation. Im Nordwesten des Untersuchungsgebietes wiederum sind dextrale Riedelflächen am Messpunkt DEX10 belegt. Dort, im Wolfsschluff bei Bollendorf, treten neben den 88°-streichenden, S-förmig gebogenen Bewegungsflächen auch 131°-streichende RI-Flächen auf. Dieses Nebeneinander von primären und sekundären Scherflächen ist offenbar ein Charakteristikum der in der Untergruppe 3.1 abgebildeten Dextralbewegungen. Vertreter dieser Kategorie sind wohl auch die als alt klassifizierte Bewegungsspuren des Matrixfeldes DEX11 aus der Region Speicher. Deren Streichwert fällt jedoch etwas aus dem Rahmen. Mit etwa 114° ist er auffällig hoch. Allerdings fallen die entsprechenden Lineare mit etwa 22° nach WNW hin ein. Darin bildet sich wohl eine primäre Schrägausrichtung der Bewegung ab. Die bewegten Kluffflächen waren nicht im idealen Scherwinkel, sondern näher zur Kompressionsrichtung (126-144°) orientiert.

Sinistrale Bewegungsspuren der Untergruppe 3.1 sind diejenigen bei Freudenburg (SIN16). Die dortigen 167°-streichenden Lineare sind mit 3° nach NNW hin geneigt und wahrscheinlich erst sekundär von der Siercker Schwelle zur Trier-Luxemburger Bucht hin verkippt worden. Leichter fällt der Altersnachweis bei der sinistralen Scherfläche von SIN14 aus dem Steinbruch Eßlingen. Entlang der entsprechenden, 159°-streichenden Kluffflächen waren die Lineare mit Hungerkristallen vergesellschaftet, wie sie für größere Versenkungstiefen typisch sind. Dementsprechend könnte sich darin eine alte Scherbewegung abbilden. Auch diese Harnischlineare sind geneigt, mit 6 bis 7° nach Nordwesten, und wohl zwischenzeitlich verstellt worden. Auch die insgesamt zwischen 143 und 165° streichenden Harnischlineare bei Eßlingen (UNB35: 151°, UNB36: 165°) sind bis zu 10° geneigt und zwar auffälligerweise nach Südosten. Dass eine solche Neigungsrichtung, gegensinnig zur dortigen tektonischen Abdachung nach Nordwesten und WNW, eine sehr frühe Genese anzeigt, ist bereits in Kapitel 7.2.3. ausführlich dargelegt worden.

Interessant ist die altersmäßige Zuordnung des Matrixfeldes UNB24. Es kennzeichnet die Tatsache, dass im Bereich der drei Lias-Plateaus der Trierer Bucht mit ihrem gut geklüfteten Luxemburger Sandstein die Ost-West-Richtung ein wesentliches strukturelles Gestaltungsmerkmal ist (Kap. 4.2.4.). Genauer betrachtet handelt es sich um die 87 bis 110°-Richtung (Durchschnitt etwa bei 98°). Dies zeigt sich in Klüftrosen und – vor allem – bei den Fotolineationen in Luftbildern. Nach den Darlegungen von GÜDEMANN (1982) bilden derartige Lineare generell denjenigen Anteil des Trennflächengefüges mit dem höchsten Durchtrennungsgrad ab. Ein kausaler Zusammenhang dieser offensichtlich vorhandenen Klüftschar mit der derzeitigen Schichtlagerung (Generaleinfallen, Abschiebungen) ist nicht erkennbar. Ein genetischer Zusammenhang mit Schertektonik liegt nahe. Im Wolfsschluff bei Bollendorf, im Messpunkt DEX10, hatte sich eine 88°-streichende dextrale Haupttrichtung mit 133°-orientierten Riedelflächen gezeigt. Diese starke dextrale Deformation ist hier der Untergruppe 3.1 zugeordnet worden, da bei der alten Deformationsphase zahlreiche Beobachtungen auf ein starkes Einengungsereignis hingedeutet hatten. Auffällig ist allerdings die so deutliche Präsenz dieser Ost-West-Richtung im heutigen Strukturbild. Möglicherweise sind die alten Scherflächen durch die erdgeschichtlich junge Deformation der Untergruppe 3.2 wieder ein wenig bewegt und dadurch strukturell betont worden. Dazu passt, dass die Verteilung der Ost-West-Lineationen ungleichmäßig ist. Es zeichnet sich nämlich deren Häufung in einigen streifenartigen Zonen ab.

Dextrale Horizontalbewegungen in Nordwest-Südost-Richtung (etwa 120-142°) kennzeichnen das Beanspruchungssystem der **Gruppe 4**. Diese umfasst zahlreiche Scherflächenfunde in Aufschlüssen (Tab. 1) und eine im Kartenbild erkennbare Blattverschiebung (DEX28). Sie streicht 146° und liegt südöstlich von Kenn im Moseltal. Versetzt werden die permisch angelegten Großstörungen am südöstlichen Rand der Wittlicher Rotliegend-Senke. Die Verschiebungsweite beträgt etwa 1 km. Da die betreffende Störung im heutigen Kartenbild als eine versatzstarke Abschiebung erscheint, ist anzunehmen, dass sie bei der jungkänozoischen Anhebung dieser Randregion des Hunsrücks vertikaltektonisch überprägt worden ist. Dementsprechend ungewiss bleibt, in welchem Ausmaß es sich primär um eine Schrägabschiebung gehandelt hatte.

Die sinistrale Bewegung dieser Gruppe 4 liegt im Bereich von 22 bis 38° (Tab. 1). Einige Messpunkte belegen, dass an den Randstörungen der Schmalgrabenzone Mondorf–Meerfeld gewisse horizontale Relativbewegungen stattgefunden haben. Dies betrifft die Matrixfelder ?SIN3 nördlich von Mondorf (35°), UNB7 (31°) in Mondorf und wohl auch ?SIN5 bei Wasserbillig mit (19 bis) 23°. Im Süden, bei Erpeldange–Mondorf, ist eine Verschiebungsweite von etwa 1,5 km möglich. Dazu passen auch die Nordwest-absetzenden auffiedernden Abschiebungen zwischen Erpeldange und Wellenstein (Abb. 38 und 76), die wie sinistrale Riedelbrüche wirken (Abb. 57). Etwas abseits der Schmalgrabenzone im Nordwesten findet sich der Messpunkt ?SIN1 mit dem 25°-Wert bei Aspelt. Im Südosten entsprechen dem die Messpunkte ?SIN3 mit 35° am Thornkopf und SIN3 im Steinbruch Hippert mit 20°. Das 5°-Einfallen der letztgenannten Lineare nach Süden könnte primärer Natur sein. Die bewegten Klüftflächen verliefen wohl etwas näher an der Nord-Süd-orientierten Kompressionsrichtung. Durch die zu dieser Zeit angreifende Scherspannung wurde die im paläozoischen Untergrund alt angelegte Fuge der Mondorf–Meerfelder Schmalgrabenzone mobilisiert und so in das mesozoische Deckgebirge durchgepaust. Es entstand die Bruchschär, die später – bei einer nachfolgenden, jüngeren Dehnungsphase – die Individualisierung der langgezogenen Schmalgrabenzone ermöglichte (Kap. 8.4.).

Die konjugierten dextralen Scherbeanspruchungen (Tab. 1) haben sich einige Kilometer weit in die Randbereiche der Schmalgrabenzone hinein als eine Art Querschere ausgewirkt (Kap. 7.6.).

Generell fällt auf, dass die Scherflächen dieser Gruppe Altersmerkmale aufweisen. Sie sind durch jüngere Flächen zerschnitten (SIN3, UNB31, UNB34), mit Eisenkrusten verknüpft (UNB31) und ihre Lineare sind häufig geneigt. Die in Kap. 7.2.3. schon diskutierte Ostneigung kommt vor, die in manchen Positionen eine damals vorhandene andere, ältere tektonische Ausformung des Deckgebirges nahelegt (SIN4, vgl. 8.2.), oder aber eine westwärtige Neigung. Die Lineare von DEX15 etwa (westlich von Speicher) sind mit 5 bis 7° nach Nordwesten zum Südeifeler Zentralgraben geneigt. Ähnliches gilt für ?DEX7 mit seiner Nordwest-Neigung von 5 bis 10°. Wahrscheinlich sind sie mit dem Schichtstapel sekundär verkippt worden. Die Lineare von DEX14 (bei Holsthum) sind nach Osten und damit in Richtung der Senkungszone der inneren Echternacher Grabenzone verkippt worden. Beim Messpunkt DEX17 im Kylltal ist sogar eine unmittelbare Beeinflussung der Linear-Neigung durch eine jüngere Störung bzw. Flexur nachzuweisen. Eine sich im Aufschlussbereich bis auf 35° steigende Nordwest-Neigung war hier zu beobachten gewesen. Die entsprechende Nordwest-abschiebende Störung ist also eindeutig jünger als die 132°-streichenden Lineare.

Die dokumentierte Kompression dieser Gruppe 4 schwankt zwischen 155 und 10° (Streichwerte, Tab. 1). Bei Givenich (KMP3) ist eine entsprechende Verfaltung belegt (Abb. 41), ganz in der Nähe der Kernbohrung Wasserbillig mit ihren sinistralen Horizontalharnischen (?SIN5). In der Messlokalität Freudenburg treten nicht nur 175°-streichende Rillungen („Slickolite striae grooves“, KMP24), sondern auch die dazugehörigen 140°-Scherflächen auf (UNB32). Diese dextrale Scherbahn hat dort eine intensive Dolomitverwitterung ermöglicht (Einführung in Teil III). Unmittelbar südlich davon liegt die weitgespannte Antiklinale von Sierck, die wohl durch die Kompression der Gruppe 4 stärker herausgebildet bzw. betont worden ist. Dasselbe gilt für den Sattel von Born (KMP29) im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes und wahrscheinlich auch für die Aufwölbungszone nördlich der Ardennen-Südrandzone (Kap. 7.1.2.). Es dokumentiert sich also eine relativ alte und relativ starke Deformationsphase. Letzteres wird auch durch die Riedelflächen bestätigt, die sowohl für die sinistralen (Abb. 76), als auch für die dextralen Bewegungsrichtungen dokumentiert sind (?DEX7, bei Sülml).

Am Ende steht die **Gruppe 5**, mit ihren dextralen Bewegungsspuren im Bereich von etwa 170 bis 177°. Diese sind allerdings vergleichsweise selten dokumentiert. Dextrale Scherflächen fanden sich im Bergwerk Wellen (DEX18, ?DEX10, ?DEX11) und im Kylltal, bei der Speichermühle (UNB37). Auch in Süd-Luxemburg sind sie rekonstruiert worden (?DEX9). Im Kartenbild könnte sich eine solche Blattverschiebung – etwa 170°-streichend – im luxemburg-lothringischen Grenzgebiet abzeichnen (Kap. 7.3.2.).

Die sinistralen Bewegungsbahnen dieser Gruppe 5 sind weitaus prägnanter entwickelt. Insgesamt belegen sie den Winkelbereich von 34 bis 60°. Besonders viele Matrixfelder dokumentieren sinistrale Relativbewegungen entlang von 42 bis 59°-streichenden, seltener auch zwischen 41 und 60° orientierten Kluft- bzw. Störungsflächen. Es sind dies vor allem SIN5, SIN17 bis SIN23, ?SIN4 bis ?SIN7 und schließlich noch UNB11 bis UNB16. Da die sinistrale Scherspannung entlang von vorgegebenen diagonalen und zum Teil auch von variszischen Bruchfugen im Sockel angriff, konnte sich der horizontale sinistrale Bewegungsimpuls gut umsetzen. Im Falle von ?SIN6 (Fellericher Sprung bei Reinig) und UNB13 (Freudenburger Sprung bei der Untersten Stegmühle) sind präexistierende diagonale Abschiebungen und Flexurzonen sekun-

där sinistral überprägt worden. Bei SIN2 (Weinberg Augenscheiner in Trier) war es der Schwähebereich einer präexistierende rheinischen Störungszone, der entsprechend überformt worden ist. Da hier nur eine Schrägverschiebung stattfand, fügt sich der 16°-Wert dieses Matrixfeldes bloß unter Vorbehalt in die Richtungswerte der Gruppe 5 ein. Ähnliches gilt für das Matrixfeld UNB11. Die darin erfasste, relativ steil stehende, etwa 41° streichende Abschiebung bei Wawern ist wohl ebenfalls schräg bewegt worden. Das Matrixfeld UNB12 (Moselbrücke B 51 bei Trier) kennzeichnet einen eben-solchen Fall. Auch an der dortigen 42°-streichenden Abschiebung mit einer steilen und vererzten Störungsfläche haben wohl anteilig sinistrale Horizontalbewegungen stattgefunden.

Die zur deutlich bestimmbaren sinistralen Scherflächenschar dieser Gruppe 5 ge-hörende Kompressionsrichtung läge rein rechnerisch etwa bei 7 bis 14°. Im Geländebefund bildet sich dies durch das Matrixfeld KMP2 (7°) sowie durch KMPD1 und KMPD2 ab. Die beiden letzteren, indirekten Bestimmungen ließen auf eine Einengungsrichtung von etwa 22 bis 25° schließen (Reichweite: 18-34°).

Viele Merkmale dieser Beanspruchungsgruppe deuten darauf hin, dass es sich bei dieser Deformationsphase um ein relativ junges Ereignis handelt. Hinweise auf Versenkungstiefe, wie Drucklösungserscheinungen und Falten, fehlen. Die Deformation verlief eher spröde. Auch sind die entsprechenden Scherbahnen im Kartenbild weitgehend unüberprägt. Stattdessen durchschneiden und versetzen sie verschiedene Generationen von älteren Blattverschiebungen. Im Matrixfeld KMP2 wird die Einengung dieses Ereignisses durch eine 30 cm-Kleinaufschiebung angezeigt. Dementsprechend wäre es auch möglich, dass die Aufschiebung im Meter-Bereich, die im Straßenhang-Aufschluss bei Givenich dokumentiert ist (KMP3, Abb. 41), ebenfalls zum Deformationsakt der Gruppe 5 gehört. Die ähnlich ausgerichteten Faltenstrukturen in diesem Messpunkt sind hingegen älter und nach wie vor der Gruppe 4 zuzuordnen. Insofern ist wohl auch bei der hier beschriebenen Deformationsphase von einer vielleicht kurzen, so aber doch starken Einengung auszugehen. Beim Messpunkt ?SIN7 deutet sich vage ein Nebeneinander von 50°-streichenden Hauptbewegungsflächen und nachgeordneten Riedelscherflächen an (34° und 45°).

Der Messpunkt KMP2 an der Merten-Mühle mit der erwähnten Kleinaufschiebung liegt in einer Region, wo auch deutliche sinistrale Scherbewegungen dieser Gruppe belegt sind (SIN18, ?SIN6). Auch ein transtensiver Übertritt mit einem Pull-apart-Graben ist dabei. Dies erinnert an die zahlreich nachgewiesenen sinistralen diagonalen Pull-apart-Gräben im Nordwesten der Trierer Bucht (DITTRICH 2008, 2009). Generell scheint Dehnung im Verlauf der Gesamtdeformation der Gruppe 5 eine große, allmählich zunehmende Rolle gespielt zu haben (Kap. 8.). Die Tatsache, dass die Kleinaufschiebung bei KMP2 unmittelbar von einer kleinen jüngeren 38°-Abschiebung durchsetzt wird, ist dadurch ebenfalls erklärbar.

7.6. Alterseinstufung der Deformationsereignisse

Die nächste Aufgabe ist die Datierung der Beanspruchungsgruppen 1 bis 5. Die Befunde in der nordwestlichen Trierer Bucht hatten ergeben, dass die sinistralen Horizontalbewegungen an diagonalen Linien jünger sind als die dextralen an rheinischen Bruchlinien (DITTRICH 2009). Übertragen auf die Klassifizierung in diesem Kapitel hieße das, dass die Gruppe 5 jünger ist als die Gruppe 1. Altersmäßig sind die beiden Deformationsereignisse eingestuft worden als unteres Miozän bzw. oberes Oligozän (Chatt). Mit den Befunden der vorliegenden Publikation können diese Ergebnisse bestätigt werden.

Eine tragfähige und folgerichtige zeitliche Datierung sämtlicher Bewegungen ist jedoch nur zu leisten mit einer umfassenden Berücksichtigung der entsprechenden Befunde aus der näheren und weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes. Gemeint sind hier das Pariser Becken, der Oberrheingraben, das Voralpenland im Allgemeinen und eventuell auch die Region des Leinetalgrabens. In allen diesen Regionen sind Ergebnisse über spätmesozoische und känozoische Deformationsereignisse gewonnen worden. Die entsprechenden tektonischen Szenarien von BERGERAT (1989), SCHUMACHER (2002), MICHON et al. (2003) und DÈZES et al. (2004) sind in Teilen schon bei DITTRICH (2008, 2009) referiert worden. Inzwischen ist auch die strukturgeologische Arbeit von SCHWARZ (2012) verfügbar. Deren qualitativ neue und bahnbrechende Ergebnisse in der schwäbisch-fränkischen Alb stellen für das Untersuchungsgebiet eine wichtige Orientierungshilfe dar.

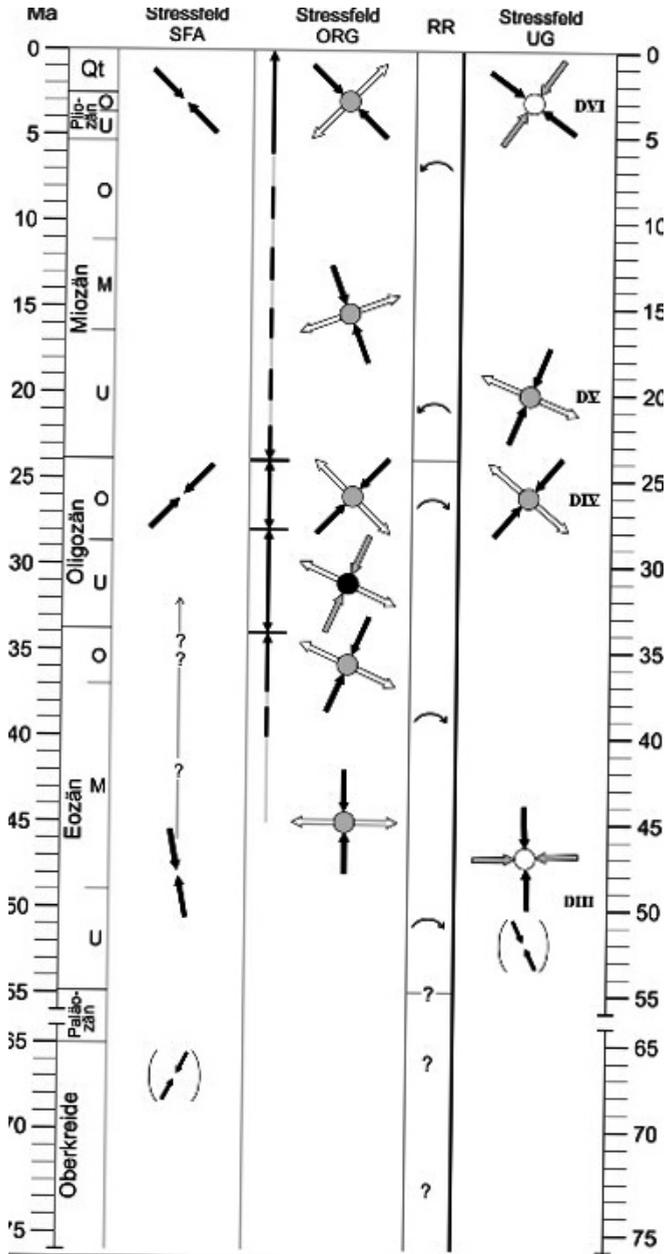
Im Einzelfall sind jedoch wegen der großen Entfernungen und wegen einem anders gearteten schollentektonischen Umfeld der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht Abstriche bei der Übertragbarkeit zu machen. Manche im Süden stark verwirklichten Deformationsphasen sind für das Untersuchungsgebiet abzumildern. Die regional wirksamen Kraftfelder der einzelnen Deformationsereignisse waren teilweise schwächer oder aber in ihrer Richtung etwas modifiziert. Schließlich haben hier auch die plattentektonischen Prozesse im nordwestlichen Atlantik und im Pyrenäenraum eine gewisse Rolle gespielt. Durch das Pariser Becken haben sich diese bis in das Untersuchungsgebiet am Rande von Eifel und Hunsrück ausgewirkt.

In Süddeutschland – in der schwäbisch-fränkischen Alb – konnte SCHWARZ (2012) sechs horizontaltektonische Bewegungsmuster nachweisen, die im Zeitraum Malm bis heute geherrscht haben. Aufgrund von charakteristischen Konfluenzstrukturen (vgl. auch SCHWARZ & KILFITT 2008, Ausführungen dazu bei DITTRICH 2009: Kap. 6.1.) zwischen verschiedenen Blattverschiebungen sind jeweils zwei Richtungen als zeitlich zusammenhängende, konjugierte Scherrichtungen zu identifizieren gewesen. Gemeinsam mit der dazugehörigen Kompressionsrichtung charakterisieren sie ein regionales Deformationsereignis.

Das erste dieser Bruch- und Spannungssysteme (Abb. 85) ist das sogenannte NE/ESE-System. Es ist genetisch der Zeitspanne Oxford–Tithon (ox–ti), dem Malm, zugeschrieben worden. Die maximale horizontale Schubspannung wurde auf 80° beziffert. Im hiesigen Untersuchungsgebiet entspricht dem die Gruppe 2. Ihr ist in Tab. 1 eine Winkel-Reichweite der erfassten Kompressionsmerkmale von 81 bis 92° (bzw. 70 bis 105° im weiteren Sinne) zugeordnet worden. Der Mittelwert liegt etwa bei 89°.

Da das nächstfolgende, zeitlich ab dem späten Tithon ansetzende System von SCHWARZ (2012) durch eine 101°-streichende Schubspannung gekennzeichnet war, kann wohl von einer Rotation des Spannungsfeldes im Uhrzeigersinn ausgegangen werden. Die im Nordwesten, in der Trier-Luxemburger Bucht, abgebildete Kompression könnte also etwas später innerhalb der ox–ti-Phase wirksam geworden sein. Erst nach einer gewissen Zeit hätte sich dann der Einengungsschub bis dorthin „durchgearbeitet“. Zur Zeit des Malm waren die Teilschollen der heute so stark individualisierten Rheinischen Massive weitaus schwächer strukturell ausgeprägt. Der Rheingraben spielte noch keine nennenswerte Rolle. Eine direkte Vergleichbarkeit des Deformationsmusters ist also plausibel.

Die Alterssignatur der Beanspruchungsgruppe 2 (Kap. 7.5.) fügt sich in eine oberjurassische Datierung gut ein. Vor allem gilt dies für die vorgefundene Ost-Neigung von Harnischlinearen. Ein östliches Senkungsgebiet – dort wo heute das Hochgebiet des Eifel/Hunsrück-Grenzraums liegt – im Oberjura ist vorstellbar. Möglicherweise



weitgespannte „Mulde von Wintringen“ angelegt. Bei der nachfolgenden Einengung in 89°-Richtung sind dann die zum Matrixfeld KMP25 beschriebenen Nord-Süd streichenden Spezialfalten angelegt worden.

Die tektonischen Rekonstruktionen in den Untersuchungen von BERGERAT (1989), MICHON et al. (2003), DÉZES et al. (2004) und auch die von SCHUMACHER (2002) reichen erdgeschichtlich nicht bis in diese frühe Zeit zurück, sie setzten erst im Alttertiär ein. Vergleiche sind also nicht möglich.

Von den 6 in Süddeutschland nachgewiesenen horizontaltektonischen Bewegungsmustern (Malm bis rezent) war das so genannte ENE/SE-Bruchsystem das weitaus dominierende (SCHWARZ 2012). Dextral bewegt wurden zwei große ENE-WSW-Lineamente und dazu konjugierte sinistrale Querbruchzonen, die Nordwest-Südost streichen. Das Alter dieser horizontaltektonischen Bewegungsphase wurde auf die Zeit Tithon–Berrias (ti–be, Grenze Oberjura/Unterkreide) datiert, also auf den Zeitraum zwischen 146 und 137 Mio a. Argumente für diese Datierung hatten sich nach SCHWARZ unter anderem aus markanten, tektonisch induzierten Gangmineralisationen ergeben. Zur Zeit dieser Deformation herrschte ein Spannungsfeld mit Kompression in 101°-Richtung. Dies hatte sich aus dem Durchschnittswert der Winkelhalbierenden von immerhin 26 Blattverschiebungspaaren mit verbindenden Konfluenzstrukturen ableiten lassen. In einigen dieser Paare hatte sich eine 112,5°, 127,5°- oder sogar 132°-ausgerichtete maximale horizontale Kompressionsrichtung abgezeichnet. Die entsprechenden dextralen „ENE“-Blattverschiebungen weisen dort ein Streichen von 90 bis 97° auf. Sie wären also eher als ESE-Bewegungsbahnen zu bezeichnen. Dieser spezielle Befund entstammt der Eberdinger (Blattverschiebungs-)Konfluenz im Westen und der Treuchtlinger und der Regensburger Konfluenz im Osten. Ein ähnliches Bild liefert eine der von SCHWARZ (2012: Abb. 12) dokumentierten Faltenachsen (transpression folds). Westlich von Aalen treten im Zusammenhang mit dem ENE/SE-Bruchsystem eine etwa 23°- und eine 57°-streichende Falte auf. Die letztgenannte verläuft deutlich Ost-West-tendierender als es die angegebene durchschnittliche 101°-Kompressionsrichtung dieser Deformationsphase erwarten ließe. Es bestehen also durchaus Gründe, die 101°-Angabe von SCHWARZ (2012) etwas in Richtung auf höhere Winkel zu erweitern. Dies könnte für einen späten Zeitraum innerhalb der ENE/SE-Beanspruchungsphase gelten, als nämlich die Kompressionsrichtung aus der 80°-Richtung (im frühen Malm) über die 101°-Richtung (Wende jo/kru) in der Unterkreide noch etwas weiter im Uhrzeigersinn rotiert war (Abb. 85).

In dieser späten, schon unterkretazischen Phase könnte ohne weiteres eine Kompressionsrichtung von etwa 125 bis 135° geherrscht haben. Erst dann, in einer Phase der fortgeschrittenen Entstehung und Ausreifung des süddeutschen ENE/SE-Systems hatte sich eine allmählich fortschreitende Deformation vom Alpenvorland im Süden bzw. Südosten nach Nordwesten zur Trier-Luxemburger Bucht hin „durchgearbeitet“. Nun konnte sie sich dort manifestieren. Im dortigen paläozoischen Sockel standen für eine dextrale Scherung passende Ost-West-Bruchflächen zur Verfügung, die die ansetzende Scherspannung aufnehmen und umsetzen konnten. Es waren diejenigen Brüche, die senkrecht zur Hauptrichtung der Eifeler-Nord-Süd-Zone orientiert sind (mehr dazu in Kap. 8.1.2.). Das Beanspruchungssystem der Untergruppe 3.1 entstand. Es bildeten sich sehr ausgeprägte Ost-West verlaufende dextrale Blattverschiebungen, mit Verschiebungsweiten von bis zu 2,4 km. Nach Norden hin nehmen die horizontalen Versatzbeträge allerdings rapide ab.

Die im Aufschlussbereich dokumentierten dextralen Scherflächen dieser Deformationsphase werden von Riedelflächen begleitet (Kap. 7.5.). Zahlreiche große Falten entstanden. Es handelte sich also um ein sehr starkes kompressives Ereignis. Zu dieser Zeit könnte auch die bei Feilsdorf nachgewiesene starke Deformation eines Sandsteins entstanden sein (UNB25). Diese hat eine Zerschering der einzelnen Sandkörner

bewirkt (DITTRICH 2008: Abb. 8) und ist wohl an eine 100°-streichende, bisher nicht auskartierte Scherbahn geknüpft. Die früher diskutierte oligozäne Datierung (DITTRICH 2009: Kap. 6.3.) war sicherlich unzutreffend.

Argumente für eine unterkretazische Datierung beschränken sich nicht nur auf die geometrische Passung zu den Ergebnissen von SCHWARZ (2012). Alle Eigenschaften der Beanspruchungsgruppe 3.1 hatten auf ein beträchtliches Alter hingewiesen (Kap. 7.5.). Die entsprechenden dextralen Blattverschiebungen werden von sinistralen Blattverschiebungen der Gruppe 4 und denen der Gruppe 5 zerschnitten und überdies von zahlreichen jüngeren Abschiebungen versetzt. Wiederum, wie schon im Malm, konnten ostwärtige Neigungen von Harnischlinearen entstehen. Interessant in diesem Zusammenhang sind auch zwei kleine Vulkanbauten im Bereich der Wittlicher Senke. Es sind der Neuerburger Kopf und die Anhöhe der Lützelburg. Bei der Lützelburg konnte festgestellt werden, dass sie wohl auf einer Ost-West streichenden Gangspalte aufsitzt (STETS 2004). Es handelt sich um Melilith-Nephelinite, die radiometrisch auf 108 Mio a datiert wurden. Dies entspricht der höchsten Unterkreide (Alb). Dies ist eine Zeit, zu der die frühkretazischen dextralen Scherbewegungen (142-130 Mio a?) die Ost-West-Bruchschär bereits aufgebrochen, mobilisiert und dadurch strukturell akzentuiert hatten. In einer nachfolgenden Episode im Alb, als die Kompression längst nachgelassen hatte, wurden diese zerrütteten Lineationen dann als magmatische Aufstiegswege nutzbar.

Eine ähnliche tektonische Situation ist aus dem Bereich des niedersächsischen Leinegrabens bekannt. Bei Hardeggen wurde eine Ost-West streichende dextrale Blattverschiebung nachgewiesen (Verschiebungsweite 326 m, TANNER et al. 2013), deren Aktivität wohl an der Wende Jura/Kreide mit der Herausbildung einer Pull-apart-Struktur begonnen hat. Anschließend ist sie dann kompressiv überprägt worden. Die Cenoman-Transgression bildet eine Zeitmarke für das Ende dieser Prozesse. Demzufolge war in der Oberkreide die dortige Störungstektonik zum Stillstand gekommen (schriftl. Mitt. A. VOLLBRECHT/Univ. Göttingen, vgl. auch VOLLBRECHT & TANNER 2011).

Betrachtet man die durchgängigen Rekonstruktionen von SCHUMACHER (2002; Abb. 85: Spalte ORG), so wird klar, dass sich eine Einengung in WNW-ESE-Richtung nicht in die tertiären Spannungsfelder einpassen lässt. Eine jungmesozoische Alters-einstufung umgeht dieses Problem zwanglos.

Das nächstjüngere Bruch- und Spannungssystem bei SCHWARZ (2012) ist dem Zeitraum Oberkreide-Paläozän zugeordnet worden. Es ist durch eine 28°-streichende maximale horizontale Schubspannung gekennzeichnet. Die Entstehung dieses sogenannten N/NE-Systems stellt einen Bruch der bisherigen Entwicklung dar. Damit beginnt nämlich die Epoche alpidischer Kompression. Die Einengungsrichtung wird zusätzlich durch entsprechend ausgerichtete Horizontalstyloolithen abgebildet.

Generell ist dieses Bruchsystem im rechtsrheinischen Süddeutschland nur schwach entwickelt und dort auch nur im äußersten Süden. Bis in die weit entfernte Trier-Luxemburger Bucht nach Nordwesten hin hat sich diese scherende Durchbewegung wohl nicht durchgesetzt (vgl. Abb. 85).

Das nächste von SCHWARZ (2012) rekonstruierte Bruchsystem (NNE/SE-System) hingegen ist auch im Untersuchungsgebiet ausgeprägt. Es entspricht hier der Beanspruchungsgruppe 4. Die zeitliche Zuordnung bei SCHWARZ ist Eozän bis unteres Oligozän (eo-olu). Eine Schubspannungsrichtung von 170° wurde dafür angegeben. In der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht haben sich in der Gruppe 4 Merkmale einer 155 bis 10°-streichenden Kompression auffinden lassen (Tab. 1). Der rechnerische Mittelwert davon wäre etwa bei 172° zu veranschlagen. Die Parallele ist offensichtlich.

Auch passt die Ausprägung und Alterssignatur der betreffenden Deformationsmerkmale (Kap. 7.5.). Eine sinistrale Bewegungsbahn dieser Beanspruchungsgruppe durchschlägt und versetzt die unterkretazische dextrale Ost-West-Blattverschiebung bei Trier–Lellig. Andererseits wird die sinistrale Flächenschar der Gruppe 4 von rheinischen Blattverschiebungen dextral versetzt. Dies zeigte sich im Steinbruch Hippert (SIN3). Das Alter der dextralen rheinischen Verschiebungen war von DITTRICH (2009) auf Oberoligozän bestimmt worden. Eine dazu konjugierte, also ebenfalls oberoligozäne sinistrale Bewegungsbahn hat auch die sinistrale Bewegungsbahn der Schmalgraben-Lineation Mondorf–Meerfeld durchsetzt (bei Manderscheid, SIN27). Ein eoziänes Alter – zwischen Kreide und Oligozän – der hier diskutierten Deformationsphase ist also stimmig.

Wie schon in Kap. 7.5. ausgeführt wurde, handelte es sich um ein recht starkes Eingangsereignis. WSW-ENE streichende Großantiklinalen entstanden. Auch kleinmaßstäbliche Falten sind nachzuweisen. Es sind dies distale, weit im Nordwesten angesiedelte Zeugnisse der alpidischen Kontinentalkollision. Die von SCHWARZ (2012) angegebene Altersspannweite von Eozän bis Unteroligozän ist relativ groß. In dieser langen Zeit (bis zu 27 Mio a) kann es ohne weiteres zu einer gewissen Richtungsvariation der maximalen horizontalen Schubspannung gekommen sein. SCHUMACHER (2002) hatte für den Zeitraum von Unter- zu Oberoligozän eine leichte Rotation des Stressfeldes im Uhrzeigersinn dargestellt (Abb. 85). Für das Obereozän und Unteroligozän war von ihm noch eine SSW-NNE-Ausrichtung der horizontalen Kompression angenommen worden. Eine solche Rotation könnte sich im Untersuchungsgebiet in der weiten Spannweite von Kompressionsmerkmalen im Streichwinkelbereich zwischen 155° bzw. sogar 146° und 10° ausdrücken.

Bei einer regionalen Sichtung der Befunde zur Beanspruchungsgruppe 4 fällt auf, dass ein sehr großer Anteil der Bewegungsspuren in der Region nahe der Schmalgraben-Lineation Mondorf–Meerfeld auftritt. Dies gilt für die sinistralen Bewegungen (SIN1, SIN3, SIN4, ?SIN1 bis ?SIN3, ?SIN5, UNB5 bis UNB7), die von Südost-Luxemburg und dem südwestlichen Saargau über Kersch bis ins mittlere Kylltal hinein vorkommen, und auch für die dextralen. Bei den dextralen Scherflächen betrifft dies 6 Matrixfelder, nämlich DEX12 bis DEX13, DEX15 bis DEX17 sowie UNB29. Sie alle liegen im mittleren Kylltal und belegen den Winkelbereich zwischen 118 und 133°. Dabei fällt auf, dass diese dextralen Bewegungsspuren „flacher“ streichen als sonst üblich. Auch sind im Nahbereich der Schmalgrabenlineation nur Kompressionsrichtungen dokumentiert, die nicht in 171 bis 172°-Richtung, sondern in einer „flacheren“ 146° bis 155°-Richtung streichen (KMPD9, KMP19?, KMP20 bis KMP22). Aus der Kleinfaltung bei Mertert, innerhalb der Schmalgrabenstruktur gelegen (KMP18), wurde sogar eine 140°-Richtung abgeleitet, allerdings ist dort nur eine geringe Genauigkeit der Erfassung gegeben gewesen. Es zeichnet sich aber ab, dass an der Schmalgrabenzone ein individueller Deformationsbereich existierte. Deren Störungen reagierten mit sinistralen Relativbewegungen, quer dazu setzte sich eine konjugierte Dextralscherung einige Kilometer in die Randzonen hinein durch. Offenbar ist im Verlauf der allmählichen Rotation des überregionalen Stressfeldes die Schmalgrabenzone „tektonisch angesprungen“, und zwar zu einem frühen Zeitpunkt, der in anderen Bereichen des Untersuchungsgebietes unauffällig blieb. Der Grund dafür kann nur in einer präexistierenden Scherbahn im paläozoischen Untergrund zu suchen sein. Deren Remobilisierung war mechanisch vergleichsweise einfach, ein starkes individuelles Kompressionsereignis war dafür nicht erforderlich. Da sich die 20-30°-Richtung auch in der tektonischen Ausgestaltung der benachbarten permischen Pull-apart-Struktur der

Wittlicher Rotliegend-Senke abbildet (Abb. 4 und 6; vgl. STETS 1990: Abb. 2 und STETS 2004), ist es ohne weiteres plausibel, dass auch im Untergrund der Schmalgrabenzonen eine solche permische Sockelfuge existiert.

Auch die vergleichsweise starke dextrale Verschiebung in 146° -Richtung bei Kenn (DEX28) fügt sich in diesen Kontext ein. Sie liegt im unmittelbaren Bereich der Wittlicher Senke. Die alten Randstörungen dieser permischen Struktur sind dextral um etwa 1 km versetzt worden. Diese aus dem Kartenbild abgeleitete Beobachtung betrifft einen östlichen Außenbereich, aus dem derzeit noch keine sonstigen horizontaltektonischen Befunde vorliegen, da sich die vorliegenden Untersuchungen auf das mesozoische Deckgebirge konzentriert hatten. Abermals wird hier jedoch ein struktureller Zusammenhang dieser Deformationsphase mit dem alt angelegten tektonischen Inventar der Wittlicher Senke nahegelegt. Möglicherweise ist hier eine Bruchfuge aus einer alt angelegten Schar von paläozoischen Querstörungen horizontaltektonisch mobilisiert worden. Dies würde zu den Kluffbefunden in der Rotliegendesenke passen (STETS 1990: Abb. 2 und STETS 2004: S. 64).

Der Zeitpunkt dieser Bewegungen könnte im frühen (unteren bis mittleren) Eozän gelegen haben, noch etwas vor dem Erfassungszeitraum bei SCHUMACHER (2002; Abb. 85). Es wäre dies dann ein alteozäner Vorläufer der späteren, mitteleozänen Hauptdeformation gewesen. Die von DÉZES et al. (2004: S. 15) rekonstruierte alpine Deformationsfront im Südwesten fügt sich in Position und Ausrichtung gut in diese Überlegungen ein (Kap. 8.2.).

Ein Deformationsereignis, das im süddeutschen Raum von großer Bedeutung war, ist das im oberen Oligozän (Chatt). Es ist sowohl bei SCHUMACHER (2002) als auch bei SCHWARZ (2012) herausgestellt worden. Auch im Nordwesten der Trierer Bucht war es sehr gut nachweisbar (DITTRICH 2009). Die damals herrschende Kompressionsrichtung ist von SCHWARZ auf 45° beziffert worden. In der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht, im Untersuchungsgebiet, ist eine 33 bis 45° -streichende maximale horizontale Schubspannung zu rekonstruieren (Gruppe 1). Sie wird hier durch Horizontalstyloolithen und Slickolite-Rillungen nachgezeichnet, nicht jedoch durch Faltenstrukturen. Offenbar war die Versenkungstiefe für Drucklösungsprozesse noch ausreichend. Die Verformung der Gesteinskörper jedoch war eher spröde. Scherflächen, Zerrüttungszonen und große, versatzstarke Blattverschiebungen bildeten sich heraus. Die mittlere Alterssignatur aller dokumentierten Bewegungsspuren der Gruppe 1 (Kap. 7.5.) fügt sich gut in eine oberoligozäne Alterseinstufung ein.

Pull-apart-Strukturen sind sowohl in der nordwestlichen Trierer Bucht (DITTRICH 2008, 2009) als auch im Südosten entstanden (SIN24, UNB17, Kap. 7.4.). Bei beiden Scherflächenrichtungen sind sie vorhanden. Ein transtensives Regime bildet sich ab. Wahrscheinlich war die Ausprägung des Stressfeldes dieser Deformationsphase über die Zeit hinweg inhomogen. Darauf deutet schon die große Winkel-Spannweite der aufgefundenen dextralen Scherflächen (Tab. 1).

Dehnung senkrecht zur Einengungsrichtung hat nicht nur im Oberrheingraben-Gebiet eine Rolle gespielt, sondern – zumindest zeitweise – auch im Untersuchungsgebiet. Dies dokumentieren die intermittierend entstandenen Abschiebungen und Schrägklüfte, die anschließend zu horizontalen Bewegungsbahnen kombiniert und entsprechend überprägt wurden (Kap. 4.2.5., 6.2.2. und Einführung in Teil III). Solche „zickzackförmigen“ Reaktivierungsflächen haben sich ebenfalls bei beiden Scherrichtungen der Beanspruchungsgruppe 1 auffinden lassen (Kersch, Wincheringen, Hippert/Schloss Thorn). Die damals wirkende Dehnung war Nordwest-Südost ausgerichtet. Sie bewirkte ein großräumiges Einsinken der „Trier-Bitburger Mulde“

(Kap. 8.3.). Auch die beschriebenen sekundären Verstellungen der (eozänen) Harnischlineare von DEX17 im Kylltal durch eine Flexur-begleitete Nordost-Südwest-Störung sind dieser Zeit zuzuordnen. Im Pariser Becken hat sich diese Dehnung durch eine synsedimentäre Mobilität von Nordost-Südwest streichenden Abschiebungen manifestiert (MICHON et al. 2003; vgl. auch DITTRICH 2009: Abb. 22).

Die von DITTRICH (2009) auf das untere Miozän datierte Bewegungsphase fehlt in den Darstellungen von SCHUMACHER (2002) und SCHWARZ (2012; Abb. 85). Tatsächlich handelte es sich hier um ein Deformationsereignis, das nur wenige eigene Bruchflächen hervorbrachte. Stattdessen wurden Flächen reaktiviert und bewegt, die einer älteren Schertektonik entstammen, sowie solche, die zum alt angelegten strukturellen Inventar gehörten. Diese Deformationsphase wird durch die Beanspruchungsgruppe 5 abgebildet. Die starken sinistralen Bewegungen vollzogen sich an diagonalen und auch an relativ „steil“ variszisch streichenden Strukturelementen, die schon in der Trias synsedimentär nachgezeichnet worden waren (DITTRICH 1989). Deren erneute Mobilisierung war mechanisch nicht besonders aufwendig. Die konjugierten dextralen Bewegungen konnten sich im Nahbereich der Schmalgrabenzone Mondorf–Meerfeld oftmals die schon im frühen Eozän angelegten gleichsinnigen Scherbahnen zunutze machen. Eine saubere Bestimmung des Entstehungsalters dieser zum Teil mehrfach bewegten Flächen ist schwierig. Nur vereinzelt sind auch eigene neue dextrale Scherflächen entstanden. Im Bergwerk Wellen, wo im Grubengebäude gute Erhaltungsbedingungen bestehen, sind sie in den spröden Dolomiten vorhanden und immer noch abgebildet.

Die entsprechende Schubspannung reichte zur Ausbildung von sehr kleinmaßstäblichen Aufschiebungen aus (KMP2) und für sehr vereinzelte Riedelflächen an sinistralen Bewegungsbahnen (?SIN7). Insgesamt scheint es sich aber um eine relativ kurze, nicht sehr starke Phase gehandelt zu haben. Alle vorhandenen Strukturen sind im heutigen Kartenbild noch relativ „frisch“. Falten und Drucklösungsphänomene sind nicht entwickelt. Es handelt sich offensichtlich um ein relativ junges Deformationsereignis. Auch versetzen derartige miozäne Blattverschiebungen rheinische Dextralverschiebungen aus dem Oberoligozän.

Im nordwestlichen Pariser Becken und in der Kanalregion ist eine deutliche untermiozäne Deformation ausgeprägt. Dort fand eine von Überschiebungen geprägte Inversionstektonik an mehreren Hochstrukturen statt („Artois axis“ oder Wealden-Artois-Antiklinale und andere, vgl. LAKE & KARNER 1987). Die Streichrichtungen lassen auf eine starke Kompression in NNE-SSW-Richtung rückschließen. Dies entspricht den Ergebnissen im Untersuchungsgebiet (7-25°, Tab. 1). Bei diesem Deformationsereignis kam zum Tragen, dass die Trier-Luxemburger Bucht doch recht weit vom Oberrheingraben und der schwäbisch-fränkischen Alb entfernt ist. Jenseits des Hunsrücks wirkten sich westlichere plattentektonische Vorgänge stärker aus. Dennoch lässt sich das untermiozäne Deformationsereignis gut in die rotierenden Stressfelder in der Rekonstruktion von SCHUMACHER (2002) einpassen (Abb. 85).

Entlang der sinistralen Bewegungsbahnen entstanden transtensive Pull-apart-Gräben. Auch Dehnung ist vielfach dokumentiert (KMPD1, KMPD2). Die Dehnungsrichtung war Nordwest-Südost bis WNW-ESE orientiert. Alte triassische diagonale Grabenstrukturen wurden dadurch remobilisiert. Dies gilt für die Senkungszone des Südeifeler bzw. Luxemburger Zentralgrabens und für die des Grabens von Thionville. Diese diagonalen Großstrukturen, mit der dazwischen liegenden Luxemburger Zentralschwelle, sind die derzeit prägenden Elemente der Schichtlagerung der Trier-Luxemburger Bucht. Auch die Mondorf–Meerfelder Schmalgrabenzone ist bei diesem

Spannungsfeld vertikaltektonisch mobilisiert und dadurch erst im Kartenbild betont worden.

Als letztes folgte das Deformationsereignis, das heute noch abläuft. Seine zeitliche Zuordnung steht außer Frage. Das entsprechende Stressfeld hatte sich bereits im oberen Pliozän – eventuell auch schon im höchsten Miozän (SCHWARZ 2012) – etabliert (Abb. 85). Über dessen Auswirkungen im Untersuchungsgebiet ist bereits in den Kapiteln 7.1.3. und 7.5. berichtet worden. Detailliertere Ausführungen folgen im nächsten und letzten Teil dieser Publikation. Diese Deformationsphase wird durch die Bewegungsspuren der Untergruppe 3.2 abgebildet (Tab. 1).

Die Ergebnisse dieses Kapitels sind in der Tab. 2 dargestellt. Darin werden 6 zeitlich getrennte Deformationsereignisse unterschieden, gekennzeichnet als DI bis DVI. Römische Kennziffern wurden deshalb gewählt, weil eine D-Benennung mit arabischen

Tab. 2: Kurzcharakterisierung der im Untersuchungsgebiet nacheinander abgelaufenen Deformationsereignisse und ihrer strukturellen Hinterlassenschaften (Fa = groß- und mitteldimensionale Falten, Ssg = Slickolite striae grooves, HSt = Horizontalstyloolithen, AS = Aufschiebung, kDh = konjugierte Dehnung, Rh = Riedelscherflächen, E-Ng = ungewöhnliche Ost-Neigung von Harnischlinearen, P-a-Gr = Pull-apart-Graben bzw. -Gräben, Z = „zickzackförmige“ horizontaltektonische Überprägung von Schrägklüften).

Deformationsphase	Alter	Kompressionsrichtung	sinistrale Scherung	dextrale Scherung
DI	jo	81 - 92° (70 - 105°)	128 - 138° (112 - 138°)	51 - 60° (50 - 69°)
		Fa, Ssg, HSt, (AS), kDh	E-Ng	E-Ng
DII	kru	126 - 144° (126 - 146°)	159 - 162° (143 - 167°)	79 - 90° (87 - 110°)
		Fa, Ssg, HSt, AS?	E-Ng	RSh
DIII	u-mEo	155 - 10° (146 - 10°)	22-38° (15 - 43°)	120 - 142° (118 - 150°)
		Fa, Ssg, (AS), kDh	E-Ng	RSh, E-Ng
DIV	oOligo	33 - 45° —	70 - 80° (66 - 84°)	5 - 22° (176 - 25°)
		Ssg, HSt, kDh	P-a-Gr, Z	P-a-Gr, Z
DV	uMio	7 - 25° (7 - 34°)	42 - 59° (34 - 60°)	170 - 177° (166 - 180°)
		(AS), kDh	RSh, P-a-Gr	—
DVI	oPlio - rez	126° (126 - 145°)	161° (155 - 170°)	90° (87 - 110°)
		AS?, kDh	—	—

Zahlen in stratigraphischen Tabellen und Kompendien für Diskordanzen gebräuchlich ist. Die in Tab. 2 ausgewiesenen Deformationsphasen entsprechen den dargelegten 5 Beanspruchungsgruppen (Kap. 7.5., Tab. 1), sie sind allerdings nach ihrer zeitlichen Abfolge neu sortiert. Die Gruppe 3 mit ihren beiden Untergruppen 3.1 und 3.2 zerfällt hier in zwei verschiedene Deformationsereignisse (DII und DVI).

Im vierten Teil dieser Publikation wird eine detailliertere Darlegung und Ausdeutung jedes einzelnen Deformationsaktes erfolgen. Dabei wird das Augenmerk stärker auf die flächenhafte Verteilung und Interaktion der jeweiligen Horizontalverschiebungen und Einengungsstrukturen gelegt. Das Nacheinander verschiedenartiger Deformationen in den einzelnen Gebieten soll dadurch besser erfasst werden. Auch eine zusammenfassende Bewertung der 20-30°-Richtung (Kap. 3.2.) wird dort erfolgen.

Schriften

- BAUMANN, A. (1964): Geologische Neukartierung der Triasschichten zwischen unterem Leukbach und oberer Mosel (Saarburg–Kolleleuken–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. 187–197, 5 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- BERGERAT, F. (1989): Stress fields in the European Platform at the time of Africa–Eurasia collision. – *Tectonics*, **6**, S. 99–132, 20 Abb., 3 Tab., Washington D.C.
- 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 mesokänozoischer 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.
- DAVIS, G. H. & REYNOLDS, S. J. (1996): Structural Geology of Rocks and Regions. 776 S., (J. Willey & Sons) New York, Singapore.
- DEGEN, H. & JUNG, L. & NEGENDANK, J. & SCHMIDT, R. (1981): Geologische Karten der Umgebung von Trier im Maßstab 1: 10 000 und 1: 50 000, Trier 1980, 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.
- (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Luxemburg 1 : 25.000, Blatt Nr. 11 Grevenmacher und Blatt Nr. 13 Remich. – Publ. Serv. Géol. Lux. Bul., **16**, 51 S., 3 Abb., 2 Tab., Luxembourg.
- (2008): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil I. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **36**, S. 69–104, 9 Abb., Mainz.
- (2009): Schertektonik im triassischen 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 mit 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.
 - (in Vorb. a): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil IV. – Mainzer geowiss. Mitt., **42**, Mainz.
 - (in Vorb. b): Strukturelle Überlegungen zur Fortsetzung der Wittlicher Rotliegend-Senke (Eifel, Rheinland-Pfalz) nach Luxemburg-Lothringen. – Mainzer geowiss. Mitt., Mainz.
- DITTRICH, D. & HERMLE, S. (2010): Struktur- und Hydrogeologie im Umfeld der Enz-Schwinden bei Holsthum (Südeifel). – Mainzer geowiss. Mitt., **38**, S. 99–146, 23 Abb., 3 Tab., Anh., Mainz.
- DITTRICH, D. & LICHTENSCHIEDT, E. (2007): Buntsandstein des östlichen Bitburger Beckens aus Kernbohrungen bei Spangdahlem (Südeifel). – Mainzer geowiss. Mitt., **35**, S. 81–134, 20 Abb., 3 Tab., Mainz.
- EISBACHER, G. H. (1996): Einführung in die Tektonik. 2. Aufl., 374 S., 329 Abb., (Enke) Stuttgart.
- ELBERSKIRCH, W. (1937): Zur Tektonik der Trias der Eifelsenke. – Jb. preuß. geol. Landesanstalt, **58**, S. 38–78, 21 Abb., 1 Taf., Berlin.
- FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.) (1983): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. 411 S., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- GITTINGER, K. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Saar (Saarburg–Könen) und Mosel (Tommels–Nittel). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 72 S., 25 Abb., 3 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- GOOS, H. O. K. (1965): Geologische Kartierung der Triasschichten (Muschelkalk, Keuper) zwischen Syr und Mosel (Luxemburg). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 53 S., 28 Abb., 4 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- GREBE, H. (1891): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000, Blatt Bitburg Nr. 6005, Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- GREBE, H. (1892): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000, Blatt Landscheid Nr. 6006 mit 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.
- GÜDEMANN, R. (1982): Geologisch-felsmechanische Untersuchungen im Untertagebetrieb der Trierer Kalk-, Dolomit- und Zementwerke GmbH, Wellen/Obere Mosel. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**, S. 159–211, 43 Abb., 7 Tab., Mainz.
- HEITTELE, H. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Saar (Saarburg) und Mosel (Wincheringen–Nittel). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 47 S., 18 Abb., 3 Anl., Tübingen. – [unveröff.].

- (1984): Geologische Profile (Oberrotliegendes bis Unterer Keuper, Quartär) und ingenieurgeologische Aspekte zu Autobahnteilstücken in der Umgebung von Trier und Bitburg. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **13**, S. 237–260, 6 Abb., Mainz.
- HLASTA, N. (1991): Geologische Kartierung eines Einzugsgebietes der Kyll im Raum Bitburg–Röhl–Speicher. Erfassung und Bewertung hydrologisch relevanter Basisdaten unter besonderer Berücksichtigung von Stratigraphie, Tektonik und Relief. Diplomarbeit Univ. Trier, 141 S. + 19 i. Anh., 29 Abb., 16 Anl., Trier. – [unveröff.].
- HOHAGE, K. (1996): Faziesanalyse im Mittleren und Oberen Muschelkalk und Unteren Keuper der Bohrung Wasserbillig (Luxemburg). Diplomarbeit Univ. Freiburg, 65 S. + 3 S. im Anh., 14 Abb., 2 Tab., 17 Taf., Freiburg. – [unveröff.].
- HOYER, M. VON (1967): Geologische Kartierung der Trias zwischen Remich und Sierckles-Bains (Luxemburg). Diplomarbeit Univ. Tübingen. – [unveröff.].
- (1973): Carte Géologique du Luxembourg 1: 25.000. Feuille No 11, Grevenmacher. (Service Géologique) Luxembourg.
- HOYER, M. VON & NEUMANN-REDLIN, CHR. (1971): Carte Géologique du Luxembourg 1: 25.000. Feuille No 9, Echternach. (Service Géologique) Luxembourg.
- HRABOVSKY, S. (2012): Diplom-Kartierung Saargau vom 01.10.–31.10.2011. Diplomkartierung Univ. Frankfurt/Main. 39 S., 24 Abb., 1 Tab., 5 Anl., Frankfurt/Main. – [unveröff.].
- KÖLSCHBACH, K.-H. (1986): Eine nach SE gerichtete Aufschiebung auf der NW-Flanke der Moselmulde (Liesertal, SW-Eifel). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, S. 671–680, 4 Abb., 1 Tab., (Schweizerbart) Stuttgart.
- KREMB-WAGNER, F. (1996): Zur Geologie und Hydrogeologie der Trier-Bitburger Mulde. – *Schriftenreihe Schiefer-Fachverband Deutschland, Sonderband 1996*, S. 1–130, 29 Abb., 21 Tab., 2 Anl. (auch Diss. Univ. Trier), Bonn.
- KRIEGER, K. H. (1978): Hydrogeologische Untersuchungen zur Grundwasserneubildung in der Bitburger Mulde (Kylltal). – *Berliner geowiss. Abh. (A)*, **7**, 109 S., 31 Abb., 16 Tab., 1 Anl., Berlin.
- 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.
- 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.
- LÖFFLER, N. & PRINZ-GRIMM, P. (2013): Quantitative Analyse von Wirbeltierfragmenten aus einem Muschelkalk-Keuper-Bonebed bei Palzem (Mosel). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **41**, S. 37–50, 8 Abb., 1 Tab., Mainz.
- 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.
- MACKENBACH, M. (2001): Geologische Kartierung auf Blatt 6304 Wincheringen, zwischen Wellen, Temmels und Fellerich, südliche Trier-Bitburger Bucht (Saargau).

- Diplomkartierung Univ. Bonn, 50 S. + Anh., 23 Abb., 1 Tab., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- MEYER, W. & STETS, J. (1979): Die Manderscheider Vulkangruppe (Westeifel) in Beziehung zu den Strukturen des Sockels. – Z. deutsch. geol. Ges., **130**, S. 273–288, 5 Abb., Hannover.
- 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.
- MÜLLER, H. S. (2006): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Gondorf–Röhl–Philippsheim (Blatt 6005 Bitburg, Südeifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 67 S. + Anh., 27 Abb., 2 Tab., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- 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).
- NEUMANN-REDLIN, Chr. (1966): Geologische Kartierung der Triasschichten (Muschelkalk, Keuper) an der oberen Mosel zwischen Ehnen–Beyren–Flaxweiler–Overdonven–Ahn (Luxemburg). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 42 S., Tübingen. – [unveröff.].
- OEHMS, S. (2006): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Beilingen–Speicher (Blatt 6005 Bitburg, Südeifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 60 S. + Anh., 21 Abb., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- PETERS, F. (1985): Zur Geologie der Umgebung von Tawern/Saar unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentpetrographie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins. Diplomarbeit Univ. Bonn, 142 S., 62 Abb., 1 Taf., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987): The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures. 700 S., (Academic Press) London.
- REINHEIMER, L. & KRAUTER, E. & WEHINGER, A. & ALBERTI, M. (2010): Untersuchungen zur Hangstabilität am Ferschweiler Plateau (Südeifel). – Mainzer geowiss. Mitt., **38**, S. 73–98, 18 Abb., 2 Tab., Mainz.
- RÖBLE, 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.].
- SCHALL, A. (1968): Grund- und Deckgebirge im Bereich der Mettlacher Saarschleife. Diss. Univ. Tübingen, 93 S., 13 Abb., 5 Taf., Tübingen.
- SCHRÖDER, J. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Mosel (Temels–Konzerbrück) und Saar (Könen–Mündung). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 55 S., 17 Abb., 1 Taf., 2 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- 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.
- SCHUNCK, K. (1979): Der Kreuzungsbereich Eifeler Nord-Süd-Zone und Saar-Nahesenke – Luftbildgeologische Analyse eines Schollenmosaiks. Diss. Univ. Frankfurt/Main, 123 S., zahlr. Abb. und Tab., 3 Anl., Frankfurt/Main.
- 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.

- 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 und Erläuterungen 82 S., 7 Abb., 1 Strukturkt., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- TANNER, D. C. & LEISS, B. & VOLBRECHT, A. (2013): Strukturgeologie des Leinetalgrabens (Exkursionen G1 und G2 am 4. und 5. April 2013). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F., **95**, S. 131–168, 33 Abb., Stuttgart.
- THEBINGBUß, N. (2000): Geologische Kartierung im südlichen Bereich der Trier-Bitburger Bucht im Raum Nittel, Onsdorf (Saargau) (Blatt 6304 Wincheringen). Diplomkartierung Univ. Bonn, 38 S. + Anh., 19 Abb., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. (1992): *Structural Geology*. 532 S., (W. H. Freeman & Co.) New York.
- VOLBRECHT, A. & TANNER, D. (2011): Der Leinetalgraben als Teil einer regionalen Pull-Apart-Struktur. – In: LEISS, B. & TANNER, D. & VOLBRECHT, A. & ARP, G. (Hrsg.): *Neue Untersuchungen zur Geologie der Leinegrabenstruktur*, S. 9–15, 3 Abb., (Universitätsdrucke) Göttingen.
- WAGNER, G. H. (1967): Druckspannungsindizien in den Sedimenttafeln des Rheinischen Schildes. – *Geol. Rundschau*, **56**, S. 906–913, 2 Abb., Stuttgart.
- 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, W. (1984): Das Dolomitvorkommen der Trier-Bitburger Triasbucht als Lagerstätte der Hartsteinindustrie. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **135**, S. 473–489, 8 Abb., 1 Taf., Hannover.
- (1987): Kalk- und Dolomitlagerstätten in Rheinland-Pfalz, die Vorkommen der Trias und des Permokarbons. *Diss. Univ. Trier*, 236 + V S., Trier.
- WAGNER, W. (2012): Nachträge zu Kapitel 5: Klüfte. 8 S., 4 Abb., 1 Tab. – In: WAGNER, W.: *Geologie der Dolomitlagerstätte Wellen*. Gutachten TKDZ GmbH, Wellen. – [unveröff.].
- 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 Klimaschicht*. – *Sammlung geol. Führer*, **60**, 3., völlig neu bearb. Aufl., 396 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kte., (Borntraeger) Stuttgart.
- ZITZMANN, A. (Hrsg., 1987) : *Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 6302 Trier*. (1. Aufl.), (BGR) Hannover.

Anschrift der Autorin:

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

Manuskript eingegangen am 6.5.2013