



Strukturgeologie und Vulkanismus im bayerischen Grundgebirge

Stand aktueller Untersuchungen



geologie



**Strukturgeologie und Vulkanismus
im bayerischen Grundgebirge**
Stand aktueller Untersuchungen

Impressum

Strukturgeologie und Vulkanismus im bayerischen Grundgebirge – Stand aktueller Untersuchungen

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)

Bürgermeister-Ulrich-Straße 160

86179 Augsburg

Tel.: 0821 9071-0

E-Mail: poststelle@lfu.bayern.de

Internet: www.lfu.bayern.de/

Konzept/Redaktion:

LfU, Bernhard Wagner, Torsten Hahn und Melanie Meyer

Bildnachweis:

Siehe am Ende eines jeden Beitrags

Titelbild:

Drei Störungen im bayerischen Grundgebirge: Links – Störungsfläche mit perfekt ausgebildeten Calcitfasern, Mitte – Störung mit tonigem Zersatz, Rechts – Störungsfläche mit Mineralfasern von Serpentin.

Stand:

November 2024

Diese Publikation wird kostenlos im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit der Bayerischen Staatsregierung herausgegeben. Jede entgeltliche Weitergabe ist untersagt. Sie darf weder von den Parteien noch von Wahlwerbenden oder Wahlhelfern im Zeitraum von fünf Monaten vor einer Wahl zum Zweck der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für Landtags-, Bundestags-, Kommunal- und Europawahlen. Missbräuchlich ist während dieser Zeit insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken und Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist gleichfalls die Weitergabe an Dritte zum Zweck der Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die Publikation nicht in einer Weise verwendet werden, die als Parteinahme der Staatsregierung zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden könnte. Den Parteien ist es gestattet, die Publikation zur Unterrichtung ihrer eigenen Mitglieder zu verwenden.

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Alle Rechte sind vorbehalten. Die publizistische Verwertung der Veröffentlichung – auch von Teilen – wird jedoch ausdrücklich begrüßt. Bitte nehmen Sie Kontakt mit dem Herausgeber auf, der Sie – wenn möglich – mit digitalen Daten der Inhalte und bei der Beschaffung der Wiedergaberechte unterstützt.

Diese Publikation wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Für die Inhalte fremder Internetangebote sind wir nicht verantwortlich.



BAYERN | DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung. Unter Tel. 089 12 22 20 oder per E-Mail unter direkt@bayern.de erhalten Sie Informationsmaterial und Broschüren, Auskunft zu aktuellen Themen und Internetquellen sowie Hinweise zu Behörden, zuständigen Stellen und Ansprechpartnern bei der Bayerischen Staatsregierung.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	5
Über die Bedeutung moderner geodynamischer Theorien im Licht der Intraplatten-Tektonik des Bayerischen Waldes	6
Anke M. Friedrich, Stefanie M. Rieger, Ingo L. Stotz, Beth Kahle, Simon Kübler & Hans-Peter Bunge Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München, Luisenstr. 37 und Theresienstr. 41, 80333 München	
The role of late Cenozoic intraplate tectonic in shaping the topography of the Bavarian Forest, southwestern Bohemian Massif, Germany	35
Mjahid Zebari, Anke M. Friedrich, Alina L. Ludat, Beth Kahle, Stefanie M. Rieger & Simon Kübler Department of Earth and Environmental Sciences, Ludwig-Maximilians-Universität München, Luisenstr. 37, 80333 Munich, Germany	
Geologisch-Petrologische Charakterisierung der Störungszonen im Vorderen Bayerischen Wald im Hinblick auf Datierbarkeit der Störungsaktivität	56
Alina L. Ludat, Mugabo W. Dusingizimana, Anke M. Friedrich, Donjá Aßbichler, Mjahid Zebari & Beth Kahle Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München, Luisenstr. 37, 80333 München	
(U-Th)/He-Altersdatierungen und geochemische Analyse von Fluoriten aus Störungszonen im ostbayerischen Grundgebirge	89
Bastian Wauschkuhn ¹ , István Dunkl ² & Hilmar von Eynatten ² ¹ Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof ² Sedimentology & Environmental Geology, Geoscience Center, University of Göttingen, Goldschmidtstrasse 3, 37077 Göttingen, Germany	
Lineamentanalyse im bayerischen Grundgebirge	113
Torsten Hahn Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof	
Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge	127
Thomas Kürschner & Michael A. Schwenk Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof	
Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im westlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes	144
Sophia Methner & Bastian Wauschkuhn Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof	

Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im östlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes	164
Michael A. Schwenk Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof	
Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Hinteren Bayerischen Wald	190
Thomas Kürschner Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof	
Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Fichtelgebirge	217
Tobias Eberlei Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof	
Zusammenfassung der bisherigen strukturgeologischen Untersuchungen im bayerischen Grundgebirge	240
Thomas Kürschner, Michael A. Schwenk, Sophia Methner, Tobias Eberlei & Torsten Hahn Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof	
Vulkanismus in Nordbayern	243
Johann Rohrmüller & Fabian Kemner Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof	
Rezente seismische Aktivität im ostbayerischen Grundgebirge	258
Joachim Wassermann & Tobias Megies Geophysikalisches Observatorium, Department für Geo- & Umweltwissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München, Ludwigshöhe 8, 82256 Fürstenfeldbruck	
Vorläufige Bewertung der reaktivierten Intraplattenstörungen im Bereich der Donau-Störung seit dem Miozän	262
Simon Kübler, Dorothea Frieling, Stefanie M. Rieger & Anke M. Friedrich Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München, Luisenstr. 37, 80333 München	
Morphogenetische Untersuchungen zur Neotektonik im Umfeld der Cham-Further Senke	277
Ernst Kroemer ¹ , Torsten Hahn ¹ & Simon Kübler ² ¹ Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof ² Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München, Luisenstr. 37, 80333 München	
Zusammenfassung der aktuellen Untersuchungen zu Strukturgeologie und Vulkanismus im bayerischen Grundgebirge	292
Torsten Hahn, Bernhard Wagner & Johann Rohrmüller Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof	

Vorwort

Der vorliegende Geologica Bavarica-Band 130 wurde im Rahmen des Projektes „Strukturgeologie und Vulkanismus im bayerischen Grundgebirge“ erstellt, das durch das bayerische Landesamt für Umwelt in Kooperation mit dem Lehrstuhl für Allgemeine Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität München (LMU) von September 2022 bis Dezember 2025 durchgeführt wird. Dem Bayerischen Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz (StMUV) wird an dieser Stelle für die Bereitstellung der Mittel für die Durchführung des Projektes gedankt. Die dargestellten Ergebnisse geben den Kenntnisstand zum Stichtag Ende September 2024 wieder.

Die strukturgeologischen Verhältnisse im Grundgebirge sind für praktische Fragestellungen wie Grundwasserführung, Rohstoffgewinnung, Nutzung von Geothermie und als Reservoir von Bedeutung. Auch für die gegenwärtig laufenden Untersuchungen für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle in der Bundesrepublik Deutschland sind aktive Störungszonen und vulkanische Aktivitäten von großer Bedeutung, da sie ein mögliches Ausschlusskriterium darstellen. Vulkanische Aktivität und Störungszonen stehen in einem engen geologisch/strukturellen Zusammenhang, weil sich die vulkanischen Bildungen wie Lava- und Gasaustritte an der Erdoberfläche, vulkanische Beben oder phreatomagmatische Eruptionen (Stichwort Maare) in der Regel entlang von (aktiven) Störungszonen manifestieren.

Ziel des Projektes ist die Verbesserung des Kenntnisstandes im bayerischen Grundgebirge in den Themenbereichen Strukturgeologie und Vulkanismus. Es soll insbesondere der aktuelle regionalgeologische Wissensstand zu bruchtektonischen Strukturen und Prozessen im bayerischen Grundgebirge verbessert werden. Ein besonderer Fokus liegt dabei auf der Untersuchung neotektonischer Bruchstrukturen und Prozesse. Die bisherigen Ergebnisse werden in der hier vorgelegten Geologica Bavarica präsentiert.

Das Thema wird aus unterschiedlichen fachlichen Blickwinkeln bearbeitet. Hinsichtlich der Ursachen für die tektonischen Prozesse geben neue Erkenntnisse der Genese Europas seit der Kreide auf Grundlage einer numerischen Modellierung der Dynamik der Mantelkonvektion Anhaltspunkte. Hinweise auf mögliche Störungsverläufe gibt eine anhand des aktuellen hochauflösenden Digitalen Geländemodelles (DGM) durchgeführte Lineamentanalyse. Es wurden umfangreiche Geländeaufnahmen von Störungen durchgeführt und mit verschiedenen Methoden ausgewertet. Das ostbayerische Grundgebirge, insbesondere der Bayerische Wald, wurde einer umfangreichen geomorphologischen Analyse unterzogen, die Hinweise auf junge Hebungsprozesse gibt. Weiterhin wurde für das Arbeitsgebiet aus der digitalen Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25) eine Karte der vulkanischen Ablagerungen erstellt und hinsichtlich der Korrelationen mit den Hauptstörungszonen interpretiert. Plio- und pleistozäne Ablagerungen lassen eine quantitative Abschätzung von Bewegungsprozessen in geologisch jüngster Zeit des Känozoikums zu. Historische Erdbeben in der Region sowie die Ergebnisse der modernen Erdbebenmessungen des Erdbebendienstes Bayern belegen die gegenwärtige Aktivität von Störungen. Aus der Gesamtschau aller Untersuchungen ergeben sich neue Erkenntnisse zur strukturgeologischen Entwicklung des bayerischen Grundgebirges seit dem späten Variszikum bis ins Quartär.

Über die Bedeutung moderner geodynamischer Theorien im Licht der Intraplatten-Tektonik des Bayerischen Waldes

Anke M. Friedrich, Stefanie M. Rieger, Ingo L. Stotz, Beth Kahle, Simon Kübler & Hans-Peter Bunge

1	Einleitung	7
2	Manteldynamische Modellierung, Physik der Mantelkonvektion und die Bedeutung globaler Kartendarstellungen	8
3	Oberflächeneffekte aufsteigender Mantelplumes und geologisches Modell	12
3.1	Erste Hebungsreaktionen des aufsteigenden Plume-Kopfes	12
3.2	Bildung von Gangsystemen und schmalen Gräben	13
3.3	Seitliche Ausbreitung des Plume-Materials und Asthenosphärenfluss	13
3.4	Einfluss des horizontalen Asthenosphärenflusses auf die darüberliegende Lithosphäre	13
3.5	Auswirkungen an der Erdoberfläche: Erosion, Sedimenttransport und Wasserscheiden	15
3.6	Ausbildung von interregionalen Diskordanzen	16
4	Geologische Visualisierung der Mantelprozesse: Ereignisbasiertes stratigraphisches Rahmenwerk	16
5	Anwendung des ereignisbasierten stratigraphischen Modells auf den Island-Plume und die Nordatlantiköffnung	19
6	Ergebnisse – Dimensionen und Abgrenzung der Plume-Randzone	21
7	Diskussion	23
7.1	Erweiterter Wirkungsbereich des Island-Plumes	23
7.2	Bedeutung der Plume-Randzone für Kluft- und Störungsmuster im Bayerischen Wald	23
7.3	Weiterentwicklung geodynamischer Modelle zur Analyse lithosphärischer Spannung und Deformation	25
8	Schlussfolgerungen	26

Zusammenfassung

Der Bayerische Wald und seine Umgebung haben seit der Kreidezeit eine komplexe Deformationsgeschichte durchlaufen, die typische Phänomene kontinentaler Intraplattenregionen zeigt, darunter episodische Vertikalbewegungen entlang reaktiver Störungssysteme, die zur differentiellen Hebung von Krustenschollen führen. Solche Intraplattenregionen sind auch anfällig für sporadische Erdbeben, Vulkanausbrüche sowie Prozesse wie Erosion, Transport und Sedimentation – Faktoren, die zur Entstehung von Naturgefahren beitragen. Die lokal auftretenden Kluft- und Störungssysteme werden oft

mit Spannungen in Verbindung gebracht, die durch die konvergente Bewegung zwischen der Afrikanischen und Eurasischen Platte entstanden sind. Allerdings lassen sich der episodische Vulkanismus und die Hebungsgeschichte nicht allein durch dieses plattentektonische Paradigma erklären, da die Mechanismen dieser Spannungsübertragung unberücksichtigt bleiben. Ein alternatives Modell bieten neuere geodynamische Ansätze, die Mantelkonvektion mit deren Platten- und Plume-Modus im Rahmen hochauflösender globaler Zirkulationsmodelle betrachten. Kern dieser Ansätze sind Modelle, die auf dem physikalischen Verhalten des Erdmantels nach den Navier-Stokes-Gleichungen basieren. Um die weitreichenden Auswirkungen dieser Modelle auf die Erdoberfläche zu verdeutlichen, haben wir eine ereignisbasierte stratigraphische Methode entwickelt, um die geologischen Konsequenzen des Plume-Modus sichtbar zu machen. Anhand der geologischen Karte von Europa (IGME5000, Asch 2003) zeigen wir, dass die Fernwirkungen von Plume-Systemen weit ins Platteninnere reichen und somit auch die jüngere geologische Entwicklung des Bayerischen Waldes beeinflusst haben könnten.

Unsere Ergebnisse verdeutlichen, dass lokale Spannungen in Intraplattenregionen wie dem Bayerischen Wald nicht ausschließlich durch regionale Prozesse erklärbar sind, sondern ihre Ursachen in globalen Mantelkonvektionsprozessen, insbesondere den Fernwirkungen von Mantelplumes, haben. Dies unterstreicht die Notwendigkeit globaler Modellierungen, um die komplexen Wechselwirkungen von Plume- und Plattenmodi zu erfassen und das Verhalten der Spannungsfelder im Inneren der Platten präzise zu analysieren. Um Intraplattenregionen wie den Bayerischen Wald und seine Umgebung zukünftig quantitativ zu verstehen, sind datengefütterte, hochauflösende Modellanalysen auf globalen Skalen unerlässlich. Zugleich besteht ein dringender Bedarf, geologische Daten „blattschnittfrei“ und grenzüberschreitend aufzubereiten, um eine neue Generation geologischer Karten mit hoher zeitlicher Auflösung bereitzustellen. Dazu ist es von entscheidender Bedeutung, das strukturelle Inventar (einschließlich Störungssysteme mit Schersinnindikatoren, magmatische Gänge und Vulkanite) sowie die erosiven Landschaftsformen (wie Geländekanten und die Einzugsgebiete von Flüssen) mit modernen geochronologischen Methoden zu datieren und sowohl durch eine umfassende Neuaufnahme im Gelände als auch durch Anwendung fernerkundlicher Methoden zu dokumentieren.

1 Einleitung

Der Bayerische Wald und seine Umgebung haben seit der Kreidezeit eine komplexe, mehrphasige Deformationsgeschichte durchlaufen, die seit langem im Fokus geologischer Untersuchungen steht. Diese Studien konzentrieren sich auf morphotektonische Phänomene wie die differenzierte Hebung und Senkung benachbarter Schollen, die Reaktivierung von Störungssystemen und Beckeninversionen, die sporadisch von Vulkanismus und Erdbeben begleitet werden – typische Merkmale kontinentaler Intraplattenregionen (Ziegler & Dèzes 2006; Wilson & Downes 2006). Diese Prozesse werden oft anhand der Orientierung lokaler Kluft- und Störungsmuster analysiert und in der Regel auf Druckspannungen zurückgeführt, die durch die konvergente Bewegung zwischen der Afrikanischen und der Eurasischen Platte sowie kleineren, vorgelagerten Platten Afrikas entstehen – im Einklang mit dem etablierten plattentektonischen Paradigma (z. B. Biddle & Rudolph 1988; Kley & Voigt 2008; Reicherter et al. 2008).

Jedoch lassen sich der episodische Vulkanismus und die Hebungsgeschichte des Bayerischen Waldes und seiner Umgebung nicht allein durch kinematische plattentektonische Modelle erklären. Die Verteilung des känozoischen Vulkanismus und die differenzielle Hebung kleiner Schollen deuten auf dynamische Prozesse hin, möglicherweise sogar auf Mantelplume-Phänomene (z. B. in der Region der Eifel; Wilson & Downes 2006; Ritter 2007). Da jedoch bislang keine eindeutigen Hinweise auf aufsteigende Plumes unter Mitteleuropa erbracht wurden (siehe Davaille & Romanowicz 2020), wird die Plume-Hypothese für Mitteleuropa meist abgelehnt. Dabei bleiben moderne Ansätze wenig berücksichtigt, die zeigen, dass ein aufsteigender Plume-Kopf nicht nur in der direkt darüberliegenden Region wirkt, sondern durch sein späteres horizontales Zerfließen und die damit verbundene episodische

Beschleunigung der Asthenosphäre unter Druckgradienten Fernwirkungen über mehrere Tausend Kilometer hinweg haben kann (siehe Morgan 1965; 1971; Wilson 1973; Campbell & Griffiths 1990; Rudge et al. 2008; Lovell 2010; Conrad et al. 2011; Stotz et al. 2021). Insbesondere globale Mantelkonvektionsprozesse, die sowohl im Slab- als auch im Plume-Modus stattfinden, könnten Fernwirkungen bis nach Mitteleuropa haben, selbst wenn die Region nicht direkt über einer Plume-Achse liegt, und sollten daher auf globalen Skalen modelliert werden.

Abseits der Plume-Kopf-Hypothese gibt es weitere potenzielle Spannungsquellen, die prinzipiell Erklärungen für die Hebungs- und Deformationsgeschichte kontinentaler Kruste bieten. Dazu zählt das mechanische Fließen der unteren Kruste oder des lithosphärischen Mantels, welches durch gravitativen Kollaps orogen verdickter Kruste oder Lithosphäre in Gang gesetzt wird (England & McKenzie 1982; Royden et al. 1997; McKenzie et al. 2000; McKenzie & Jackson 2002). Das bekannteste Beispiel dafür ist die laterale Extrusion Tibets (Clark & Royden 2000), aber auch das gravitative Zerfließen anderer Orogene wird diesem Mechanismus zugeschrieben (z. B. Ratschbacher et al. 1991; McQuarrie & Rogers 1998; McQuarrie & Chase 2000). Horizontal laminierte Reflektorenbereiche der unteren Kruste, die typisch für diese Prozesse sind, wurden auch bei seismischen Reflektionsmessungen zwischen der Hessischen Senke und der Böhmisches Masse detektiert. Die Auswertung der Daten zeigt jedoch, dass die dort vorgefundene Lamination der unteren Kruste alt ist und den variskischen Zustand widerspiegelt (DEKORP Research Group C, Heinrichs et al. 1994). Ein Fließen der unteren Kruste und somit ein gravitativer Kollaps als Ursache für die Intraplattentektonik Mitteleuropas seit der Kreidezeit ist daher sehr unwahrscheinlich und wird hier vernachlässigt.

Damit eröffnen moderne Konzepte der Mantelkonvektion aufgrund ihrer komplexen räumlich-zeitlichen Vorhersagen für die Erdkruste neue Möglichkeiten, benachbarte, aber oft isoliert betrachtete geologische Körper und Ereignisse zu verknüpfen. Ein tieferes Verständnis dieser großräumigen geodynamischen Prozesse ist entscheidend, um die geologischen Phänomene des Bayerischen Waldes – wie Hebungen, Senkungen und Störungen – umfassend zu erklären. Da diese Prozesse über regionale und politische Grenzen hinweg wirken, ist es notwendig, globale geodynamische Modelle heranzuziehen, die Mantelkonvektion und ihre Plume-Systeme einbeziehen (Ghelichkhan et al. 2021; Schubert et al. 2009a; 2009b). Trotz ihrer Relevanz sind solche Modelle bisher nur begrenzt in geologische Studien integriert worden, was unter anderem an den enormen räumlichen Dimensionen dieser Prozesse liegt.

Diese Arbeit illustriert die Einflüsse von Mantelkonvektionsprozessen, insbesondere des isländischen Mantelplumes, auf die Hebungs- und Deformationsgeschichte Mitteleuropas. Wir vermuten, dass der Einfluss des isländischen Mantelplumes seit dessen Aufsteigen in der spätesten Kreide und dessen Zerfließen seit dem Paläozän signifikant und räumlich differenziert ist und postulieren, dass die Entschlüsselung der durch den aufsteigenden Mantelplume verursachten dynamischen Ereignisse wertvolle Einsichten zur Erklärung der episodischen Deformation der Intraplatten-Lithosphäre Mitteleuropas liefern kann. Zur Überprüfung dieser Hypothesen wenden wir die ereignisbasierte stratigraphische Methode nach Friedrich et al. (2018) auf die Internationale Geologische Karte von Europa im Maßstab 1:5 Millionen (IGME5000, Asch 2003) an, um mögliche geologische Konsequenzen und Dimensionen der Mantelprozesse zu verdeutlichen.

2 Manteldynamische Modellierung, Physik der Mantelkonvektion und die Bedeutung globaler Kartendarstellungen

Die Mantelkonvektion beeinflusst sowohl die horizontalen als auch die vertikalen Bewegungen der Erdkruste. Diese Prozesse sind zentral für das Verständnis der großräumigen Deformationen, die in Intraplattenregionen wie dem Bayerischen Wald zu beobachten sind. Der folgende Abschnitt gibt

einen Überblick über die relevanten theoretischen Konzepte der Mantelkonvektion, die die Grundlage für die Analyse in den folgenden Kapiteln bilden.

Die Mantelkonvektion beruht auf dem physikalischen Verhalten des viskosen Materials im Erdmantel, das auf thermische Unterschiede reagiert. Die daraus resultierenden vertikalen und horizontalen Verformungen der Erdkruste, als dynamische Topographie bezeichnet, sind direkte Folgen dieser Prozesse (Hager et al. 1985). Während aufsteigendes heißes Mantelmaterial zu Hebungen führt, verursachen absteigende Strömungen Absenkungen. Auch wenn diese Höhenänderungen oft nur vorübergehend sind, können sie über geologische Zeiträume hinweg bedeutende Landschaftsveränderungen hervorrufen (Morgan 1965; McKenzie 1977).

Die Bewegung des Mantels wird mathematisch durch die Navier-Stokes-Gleichungen beschrieben. Aufgrund der niedrigen Fließgeschwindigkeit können Trägheitskräfte vernachlässigt werden, wodurch die Bewegung als elliptische Differentialgleichung formuliert wird, die global gelöst werden muss. Dies ist erforderlich, um Randbedingungen und geometrische Effekte korrekt zu berücksichtigen, da Randbedingungen in solchen Systemen großen Einfluss auf die Modellergebnisse haben (Schaber et al. 2009). Die an der Basis der Lithosphäre existierenden Spannungen beeinflussen lokale Spannungsfelder und können sowohl Hebungen als auch tektonische Deformationen hervorrufen.

Ein zentrales Konzept in der Mantelkonvektion ist die Unterscheidung zwischen zwei Hauptmodi: dem Plattenmodus und dem Plume-Modus (Davies 1988a; 1988b). Während der Plattenmodus die Abkühlung und Subduktion der ozeanischen Lithosphäre beschreibt, steht der Plume-Modus für das Aufsteigen von Mantelplumes, die an der Kern-Mantel-Grenze entstehen. Diese aufsteigenden Plumes verursachen signifikante Oberflächenveränderungen, die sich durch Hebungen und magmatische Aktivitäten äußern (Griffiths et al. 1989). Entscheidend für die zeitliche Entwicklung der dynamischen Topographie ist das Viskositätsprofil des Erdmantels. Der obere Mantel weist eine geringere Viskosität auf als der untere Mantel, was zu einer Beschleunigung der vertikalen Bewegungen in bestimmten geologischen Zeiträumen führt (Schaber et al. 2009). Diese Unterschiede im Viskositätsprofil sind maßgeblich, um die unterschiedlichen Reaktionszeiten der Lithosphäre auf Mantelprozesse zu verstehen. In Studien wird gezeigt, dass besonders bei geringer Viskosität des oberen Mantels aufsteigende Plumes schnelle Hebungsprozesse bewirken können (Colli et al. 2016).

Globale plattentektonische Karten, wie sie von Seton et al. (2012) entwickelt wurden, ermöglichen es, die horizontalen Bewegungen der Platten über Zeiträume von bis zu 200 Millionen Jahren (Ma) zurückzuverfolgen. Diese Karten sind mittlerweile in geodynamische Modelle integriert und haben zur Entwicklung von Mantelzirkulationsmodellen beigetragen, die die Verbindung zwischen horizontalen und vertikalen Bewegungen der Lithosphäre verdeutlichen (Abb. 1; Bunge et al. 1996; 1998; Schuberth et al. 2007).

Darüber hinaus ermöglichen aktuelle geodynamische Modelle, wie jene von Colli et al. (2016), Rückrechnungen von Strömungsmustern in die Vergangenheit. Insbesondere die aufsteigenden Mantelplumes haben tiefgreifende Auswirkungen auf die Erdoberfläche. Mantelzirkulationsmodelle zeigen, dass sowohl Poiseuille-Strömungen, die durch Druckunterschiede angetrieben werden, als auch Couette-Strömungen, die durch Scherkräfte zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre entstehen, zur Bewegung der Platten und zur Deformation der Erdoberfläche beitragen (Abb. 2; Gordon & Jurdy 1986; Lithgow-Bertelloni & Richards 1998).

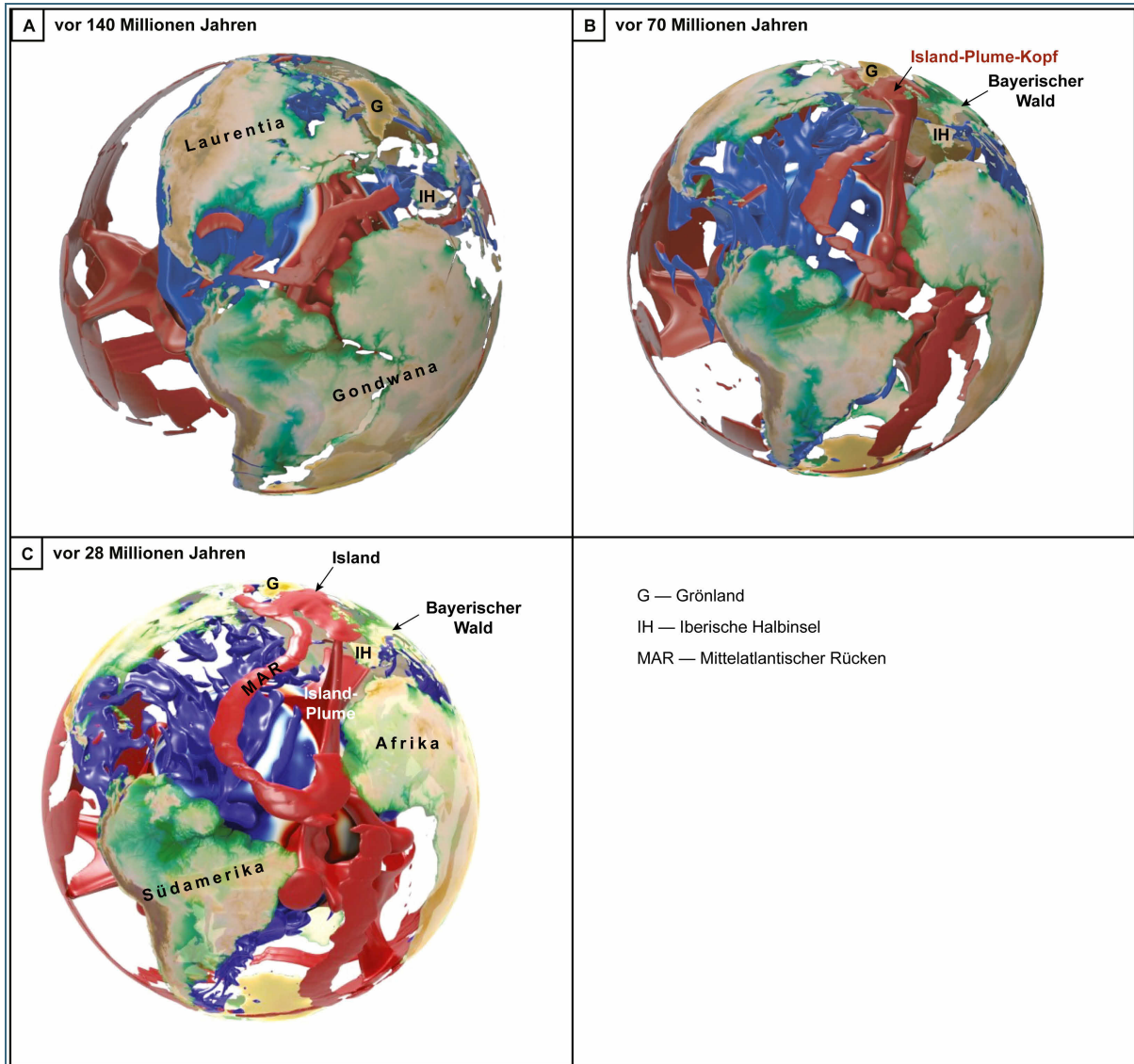


Abb. 1: Sequentielle Visualisierung des hochaufgelösten globalen Zirkulationsmodells des kompressiblen Erdmantels mit erdähnlichen thermischen Anomalien in den unterschiedlichen Tiefenbereichen des unteren und oberen Mantels (Schuberth et al. 2009a; 2009b). Das Modell wurde mit etwa 100 Millionen Gitterpunkten, also einem mittleren Gitterpunktabstand von 25 Kilometern, gerechnet. Die Viskosität des unteren Mantels beträgt dabei 10^{23} Pascal-Sekunden, die des oberen Mantels 10^{20} Pascal-Sekunden. In den drei Zeitscheiben kennzeichnen Temperaturisoflächen die Mantelauf- (rot = wärmer) und -abströme (blau = kälter), die sich auf aufsteigende Mantelplumes (z. B. unter Europa) und absinkende tektonische Platten entlang von Subduktionszonen konzentrieren: (A) Vor 140 Millionen Jahren (Ma): Nach der Öffnung des zentralen Atlantiks und dem Ausbruch der Zentralen Atlantischen Magmatischen Provinz (CAMP) ist der Island-Plume-Kopf noch nicht sichtbar, jedoch hat sich der Atlantik bis in die Bereiche der Kanaren und vor Iberien geöffnet. Manche Studien datieren die ältesten Vulkanite der Kanaren auf etwa 140 Ma. (B) Vor 70 Millionen Jahren: Der Südatlantik ist geöffnet, und der Island-Plume-Kopf ist knapp unterhalb der Lithosphäre angekommen. Die Größe des Plume-Kopfes unter Grönland und den Britischen Inseln ist deutlich erkennbar. (C) Vor 28 Millionen Jahren: Das Modell zeigt die Dimension des seitlich zerfließenden Plume-Kopfes, der sich unter der Lithosphäre bis nach Iberien ausbreitet.

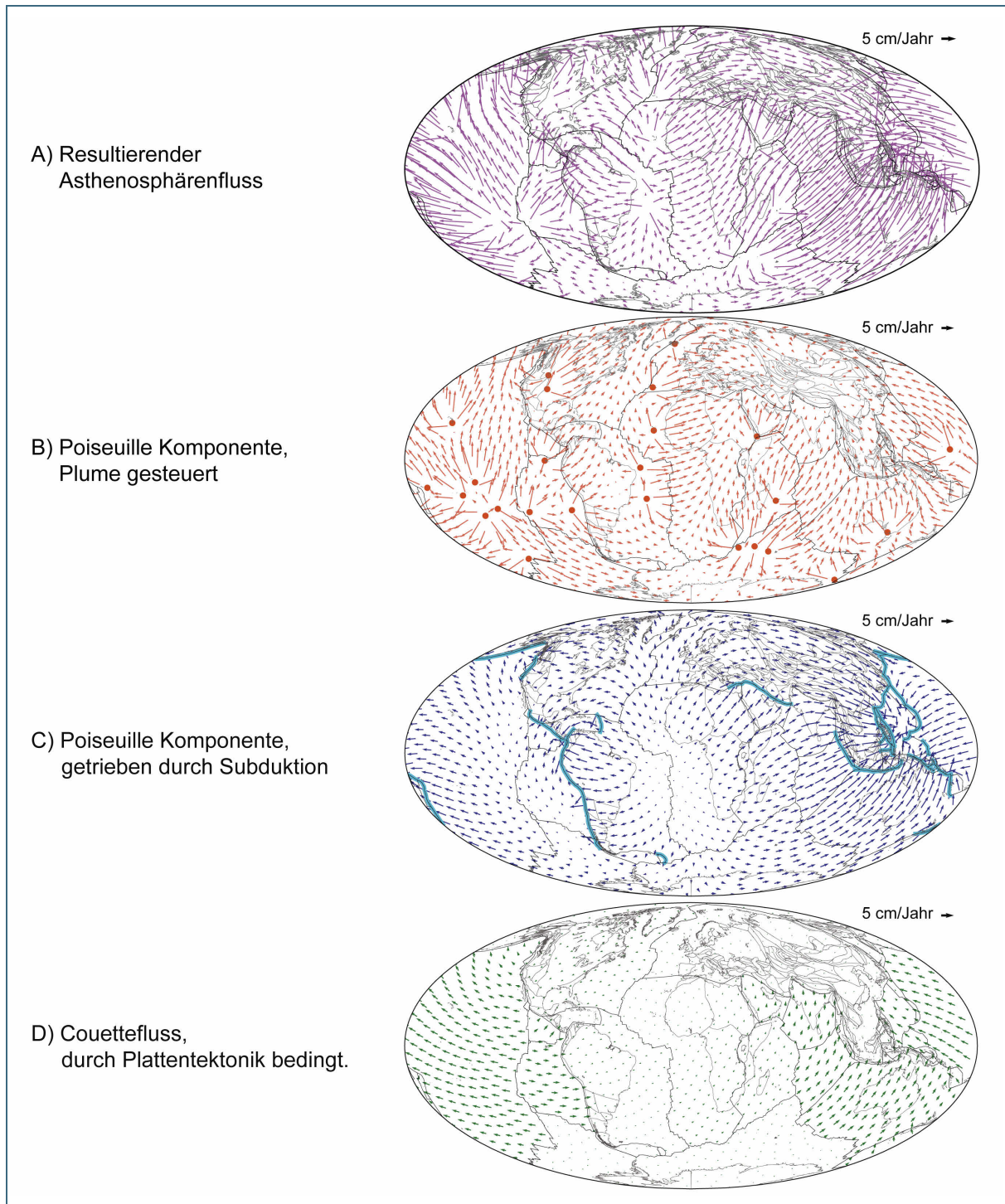


Abb. 2: Horizontales Geschwindigkeitsfeld des Transports von Erdmantelmaterial in einer Tiefe von 150 Kilometer innerhalb der Asthenosphäre, die durch geringe Gesteinsfestigkeit und hohe Materialmobilität charakterisiert ist (Stotz et al. 2021). Die Teilabbildungen zeigen das Geschwindigkeitsfeld der Asthenosphäre, das sich zusammensetzt aus (A) dem analytisch bestimmten Geschwindigkeitsfeld mit einer Kombination aus Poiseuille- und Couettekomponenten, (B) dem Poiseuillefeld, wenn es ausschließlich durch Plumes verursacht wird, (C) dem Poiseuillefeld, wenn es nur durch subduzierende Platten bedingt ist, und (D) dem Couettefluss, der in der Asthenosphäre aufgrund der darüberliegenden Plattenbewegungen selbst entsteht. Unter Europa verläuft der Materialtransport heute im Wesentlichen von Westen nach Osten. Unter den Mittelozeanischen Rücken verläuft der Transport jeweils seitwärts, weg von den Rücken. Vergleichsweise geringe Transportgeschwindigkeiten sind beispielsweise unter dem Antarktischen Kontinent zu beobachten. Aus diesen Richtungen lassen sich die Spannungen ableiten, welche sich auch in die obere Kruste durchpausen.

Die dynamischen Prozesse im Erdmantel wirken auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen. Während die großräumigen horizontalen Bewegungen der Platten im Rahmen der Plattentektonik inzwischen gut erforscht sind, bleiben die durch Mantelplumes und Mantelkonvektion hervorgerufenen vertikalen Bewegungen teilweise unverstanden (Davies & Richards 1992). Man nimmt an, dass solche vertikalen Bewegungen, oft durch Mantelplumes angeregt, zur episodischen Hebung und Absenkung großer Plattenregionen führen können (Bunge et al. 2003; Ghelichkhan & Bunge 2016). Im Gegensatz zur langsamen, kontinuierlichen Umwälzung des Erdmantels, die etwa in der langlebigen Öffnung großer Ozeane sichtbar wird, verlaufen diese vertikal nach oben gerichteten Bewegungen deutlich schneller und episodischer.

Für ein besseres Verständnis dieser Prozesse ist eine präzise Kartierung sowohl der horizontalen als auch der vertikalen Bewegungen der Erdoberfläche notwendig. Hierbei spielen hochauflösende geologische Karten und globale Modelle eine zentrale Rolle. Solche Darstellungen, wie die von Asch (2003) erstellte IGME5000-Karte, bieten eine solide Grundlage für die Analyse großräumiger Deformationsmuster und deren Zusammenhang mit Mantelprozessen. Die Integration dieser Daten in geodynamische Modelle hilft dabei, die Verbindung zwischen tiefen Mantelprozessen und Oberflächenveränderungen genauer zu erfassen. Im folgenden Kapitel werden die geologischen Konsequenzen aufsteigender Mantelplumes anhand von experimentellen und numerischen Modellen sowie deren Anwendung auf Mitteleuropa und den Bayerischen Wald beleuchtet.

3 Oberflächeneffekte aufsteigender Mantelplumes und geologisches Modell

In diesem Kapitel werden die geologischen Konsequenzen eines aufsteigenden Mantelplumes und die damit verbundenen Oberflächenveränderungen, die durch die Interaktion des Plume-Kopfes mit der Lithosphäre entstehen, angesprochen. Die Darstellung stützt sich auf etablierte Erkenntnisse, die unter anderem von Friedrich et al. (2018) visualisiert wurden und bereits hier integriert sind (Abb. 3, Tab. 1), auch wenn die methodische Grundlage und das geologische Modell erst in Kapitel 5 ausführlich erläutert werden. Dies dient der besseren Lesbarkeit und dem Verständnis der Oberflächeneffekte.

3.1 Erste Hebungsreaktionen des aufsteigenden Plume-Kopfes

Quantitative Schätzungen aus experimentellen Labor-Plume-Modellen (Griffiths & Campbell 1990; Griffiths et al. 1989) und numerischen Simulationen (Farnetani & Richards 1994) legen nahe, dass ein aufsteigender Plume-Kopf eine Hebung an der Erdoberfläche von 500 bis 1000 Metern verursacht. Feldbeobachtungen dokumentieren sogar Hebungen von bis zu zwei Kilometern über einen Radius von etwa 1000 Kilometern (Şengör 2001), was die theoretischen Modelle untermauert.

Experimente mit isoviskosen Materialien (Griffiths et al. 1989) zeigen, dass Hebungen bereits dann auftreten können, wenn sich der Plume-Kopf von der Kern-Mantel-Grenze ablöst und in vertikale Bewegung versetzt wird. Dabei lässt sich ein maximaler „Fußabdruck“ solcher Hebungskuppeln von bis zu 3000 Kilometern Radius ableiten, basierend auf der Tiefe der Kern-Mantel-Grenze (Abb. 3A). Bisher wurden jedoch auf der Erdoberfläche keine Hebungskuppeln mit einem Radius von mehr als etwa 1000 Kilometern nachgewiesen, was darauf hindeutet, dass der tatsächliche Einfluss des Plume-Kopfes in frühen Stadien begrenzt sein könnte.

Da der obere Mantel eine geringere Viskosität als der untere Mantel besitzt, bleibt das Aufsteigen des Plume-Kopfes durch den unteren Mantel zunächst an der Erdoberfläche unbemerkt. Die notwendige dynamische Hebung wird vermutlich bereits teilweise im oberen Mantel ausgeglichen, bevor sie die Erdoberfläche erreicht. Erst wenn der Plume-Kopf bis auf wenige Hundert Kilometer an die

Lithosphäre heranrückt, wird die Hebung deutlich sichtbar. Skalierbare Experimente weisen auf Hebungsraten von 20–40 Meter pro Millionen Jahre (0,02–0,04 Millimeter pro Jahr) hin (Griffiths et al. 1989; Griffiths & Campbell 1990). Basierend auf geologischen Beobachtungen folgert Şengör (2001), dass die Aktivität von Mantelplumes der einzige Prozess ist, der die Erdoberfläche über Bereiche von 1000 Kilometern und mit Raten von sogar 100–200 Meter pro Millionen Jahre anheben kann, ohne dass dabei tektonische Störungen eine Rolle spielen.

3.2 Bildung von Gangsystemen und schmalen Gräben

Die direkte Interaktion des aufsteigenden Plume-Kopfes mit der Lithosphäre führt zur Bildung einer etwa 1000 Kilometer breiten Hebungskuppel, die mechanisch instabil wird und teilweise kollabiert (Abb. 3A bis Abb. 3C). Noch während der Hebung entstehen mafische Gänge, die in Abhängigkeit von der Kuppelform radialstrahlig angeordnet sind. Die weiter anhaltende langwellige Hebung bewirkt die Bildung schmaler, ebenfalls radialstrahlig orientierter Grabensysteme, die Wegsamkeiten schaffen und das plötzliche Ausbrechen großer Mengen an Vulkaniten in Form von Flutbasalten ermöglichen. Burke und Wilson (1972) sowie Burke & Dewey (1973) beschreiben diese Mechanismen als charakteristisch für große magmatische Provinzen, in denen sternförmig angeordnete Gangschwärme und Gräben durch den Kollaps des Plume-Kopfes entstehen. Je nachdem, wie viel Zeit zwischen dem Einbruch dieser schmalen Gräben und dem Ausbruch der Flutbasalte vergeht, füllt sich das Innere dieser schmalen Gräben mit Sedimenten, deren Beschaffenheit vom vorherrschenden Klima bestimmt wird (Friedrich et al. 2018). Es ist wichtig zu beachten, dass die hier beschriebene mechanische Reaktion, die mit der Hebung des Plume-Kopfes zusammenfällt, der thermischen Reaktion zeitlich vorausgeht. Diese thermische Reaktion benötigt aufgrund der langsamen Wärmeleitung durch Konduktion erheblich mehr Zeit, um weitere geologische Effekte hervorzurufen, die die Lithosphäre langfristig verändern.

3.3 Seitliche Ausbreitung des Plume-Materials und Asthenosphärenfluss

Wenn der Plume-Kopf die Basis der Lithosphäre erreicht und sich dabei abflacht, nimmt die dynamische Topographie über der Plume-Achse ab, während sie am Rand zunimmt. Dies führt zu einer Absenkung im Zentrum und einer Hebung an den Rändern des Plume-Kopfes (Abb. 3D und Abb. 3E). Dabei drückt ein Volumen von etwa 106 km³ Mantelmaterial seitlich unter die Lithosphäre, proportional zur Dicke der abgeflachten Scheibe (Campbell 2007; Davies 1999; 2011). Aufgrund der dabei wirkenden Poiseuille-Kraft sowie der rheologischen Eigenschaften des Erdmantels setzt ein seitlicher Asthenosphärenfluss ein, der anhält, bis der Materialnachschub versiegt und die seitliche Druckkraft damit abnimmt (Abb. 3F, Abb. 2B).

3.4 Einfluss des horizontalen Asthenosphärenflusses auf die darüberliegende Lithosphäre

Der Spannungsgradient in der Asthenosphäre ergibt sich aus einer Kombination der Poiseuille- und der Couette-Kräfte, die durch die mechanische Interaktion mit der darüberliegenden Lithosphärenplatte wirken (Abb. 2A; z. B. Vibe et al. 2018). Die an der Basis der Lithosphäre bestehenden Kräfte resultieren somit aus der Summe dieser beiden Komponenten und können über große Entfernungen hinweg wirken, solange die Asthenosphäre in Bewegung ist. Modellrechnungen deuten auf Einflüsse der Asthenosphäre über viele Hundert bis zu einigen Tausend Kilometern hin (Abb. 1C; Schuberth et al. 2007; Rudge et al. 2008). Allerdings ist die genaue Reichweite dieser Effekte noch unzureichend erforscht, da es an entsprechend aufbereiteten Kartengrundlagen mangelt (siehe Kapitel 4 und 5 sowie Abb. 5 & Abb. 6). Die im Nordatlantik beobachteten variablen Spreizungsraten sind dabei ein Indiz für den Plume-Modus, der eine episodische Dauer und dynamische Änderungen nahelegt (Vibe et al. 2018).

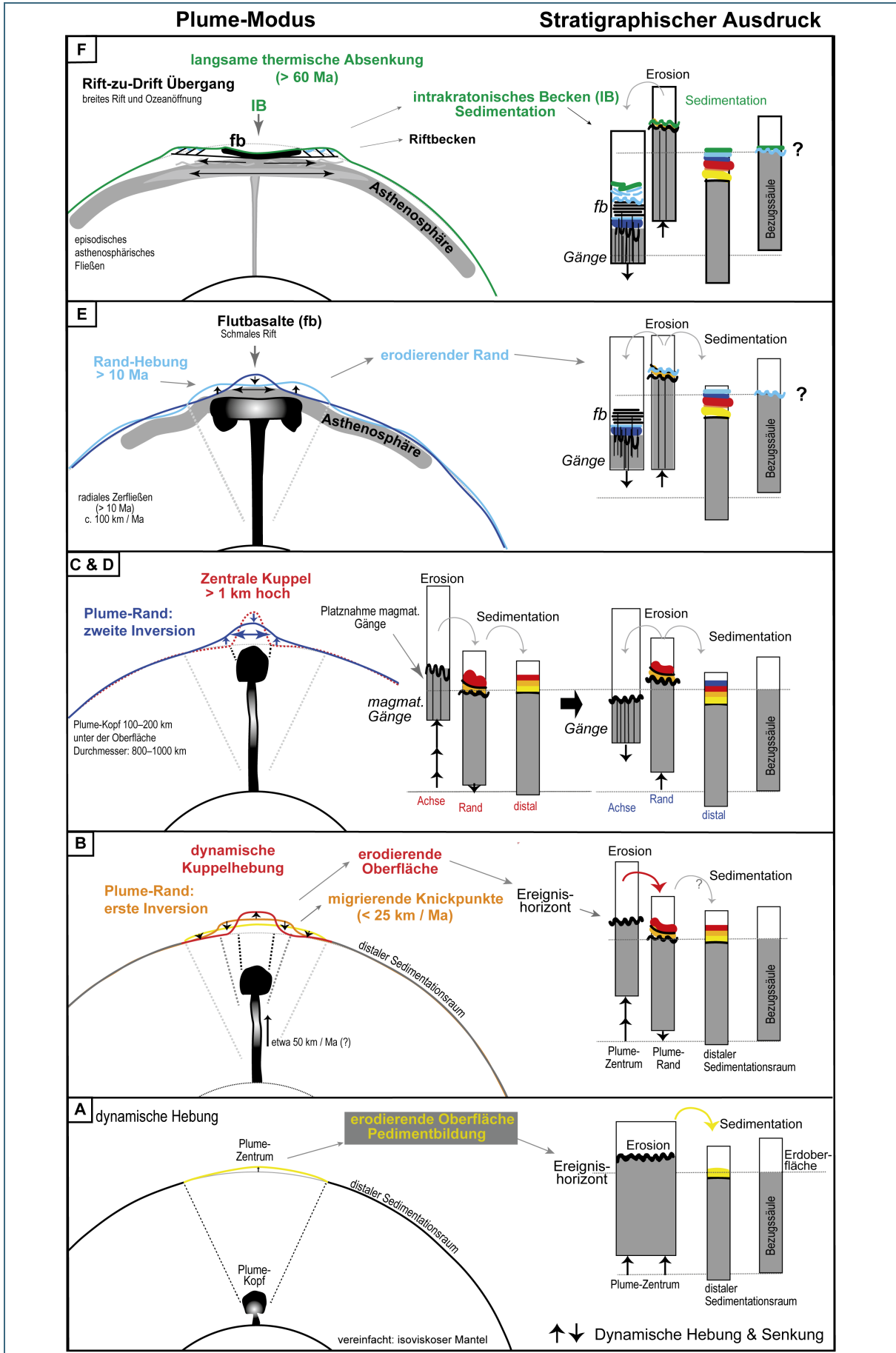


Abb. 3: Sequentielle, schematische Diagramme zur Reaktion der Erdoberfläche und des stratigraphischen Inventars infolge des Aufstiegs eines Mantelplume-Kopfes. Die Diagramme sind modifiziert nach Friedrich et al. (2018) und basieren auf den skalierten Experimenten von Griffiths et al. (1989). Während die Erde maßstabsgetreu dargestellt ist, sind die Oberflächeneffekte etwa 1.000-fach überhöht. Die Laborexperimente wurden isoviskos durchgeführt; für einen Mantel mit höherer Viskosität im unteren Bereich könnten sich die Oberflächeneffekte verzögert zeigen, und die frühen Stadien wären möglicherweise nicht detektierbar. Die einzelnen Stadien (A bis F) zeigen die dynamische Beziehung zwischen dem aufsteigenden Plume-Kopf und dem variierenden „Fußabdruck“ an der Erdoberfläche, der durch asthenosphärisches Zerfließen erneut vergrößert wird (Hebungskuppel in Abb. 5 & Abb. 6). Prozesse wie thermische Schwächung und Extensionsverdünnung der Lithosphäre (White & McKenzie 1988) sind zur besseren Übersichtlichkeit nicht dargestellt; ausführlichere Darstellungen siehe Griffiths & Campbell (1990) sowie Campbell (2007).

Bei ausreichender Koppelung mit der darüberliegenden Lithosphäre kann es unter bestimmten Bedingungen entweder zur Ausbildung breiter Riftsysteme (z. B. der Becken-und-Rücken-Provinz; Friedrich et al. 2018; Stotz et al. 2021) oder – im Gegensatz dazu – zur Bildung großflächiger kompressiver Systeme im Iaramidischen Stil (siehe Abb. 2 in Kley & Voigt 2008 bzw. Abb. 11.73 in Meschede & Warr 2019) kommen. Wenn die Koppelung mit der Lithosphäre unter Extension erfolgt, kann dies zur Bildung ozeanischer Kruste und in manchen Fällen zur Öffnung eines breiten Ozeans, wie des Atlantiks, führen. Bewegt sich der Asthenosphärenfluss hingegen unter einer Lithosphäre, die nicht entweichen kann, wie im Fall der europäischen Platte, die mit der afrikanischen Platte und ihren Randplatten kollidiert, bewirken die erzeugten Spannungen in der darüberliegenden Kruste einen Iaramidischen Stil mit Aufschiebungen und Inversionen.

Der horizontale Asthenosphärenfluss führt zu einer deutlichen Hebung der darüberliegenden Lithosphäre, die am Rand des Plume-Bereichs beginnt und sich von dort aus in entferntere Regionen ausbreitet (Abb. 3D und Abb. 3E; z. B. Vibe et al. 2018, Rudge et al. 2008). Die genaue Richtung, in welche sich der Asthenosphärenfluss bewegt hängt einerseits von der Beschaffenheit der Basis der Lithosphäre ab und wird andererseits vom Verhalten benachbarter Asthenosphärenströmungen beeinflusst. Um die resultierende Richtung in Abhängigkeit solcher Randbedingungen vorhersagen zu können sind daher die oben angesprochenen Modellrechnungen anhand des globalen Zirkulationsmodells notwendig (Abb. 1 & Abb. 2; Stotz et al. 2021). In Regionen wie Mitteleuropa, wo die Lithosphäre nicht vollständig kratonisiert ist, kann dieser Prozess alte Störungssysteme reaktivieren und vertikale Bewegungen sowie Brüche in der Kruste verursachen, wie sie im Bayerischen Wald und seiner Umgebung beobachtet wurden (Kübler et al. 2024; Kürschner & Schwenk 2024; Ludat et al. 2024). Die Reaktion der Lithosphäre auf diesen Prozess hängt dabei stark von ihrer Heterogenität und Festigkeit ab, was zu Deformationen führt, die für Intraplattenregionen typisch sind.

Das vielfach beobachtete episodische Auftreten von Hebungen und Senkungen (Lovell 2010; Rudge et al. 2008), das auch nach der ozeanischen Spreizung auftritt (Green et al. 2013), sowie die wiederholten Inversionen in Sedimentbecken (De Lugt et al. 2003; Biddle & Rudolph 1988; Underhill 2001; Rudge et al. 2008) lassen darauf schließen, dass Plume-Systeme den Asthenosphärenfluss wiederholt speisen und damit erneuern. Dies könnte den vereinzelt auftretenden, aber breit gestreuten Intraplattenvulkanismus (Wilson & Downes 2006) erklären.

3.5 Auswirkungen an der Erdoberfläche: Erosion, Sedimenttransport und Wasserscheiden

Die Hebung der Erdoberfläche über dem aufsteigenden Mantelplume bewirkt großflächige Erosion und den Transport von Sedimenten aus dem Bereich der Hebungskuppel in entfernte Ablagerungsgebiete (Abb. 3). Während des Plume-Aufstiegs reorganisieren sich die regionalen Entwässerungsnetze, wobei ein radialstrahlenförmiges Flussnetz typisch für diese Phase ist (Cox 1989; siehe auch Abb. 7 in Friedrich et al. 2018). Mit dem seitlichen Zerfließen des Plume-Kopfes erfolgt eine erneute

Umgestaltung des Gewässernetzes: Nach dem mechanischen Kollaps der Hebungskuppel (Abb. 3C & Abb. 3D) und der Bildung schmaler Grabensysteme entwickelt sich eine radial verlaufende Wasserscheide, die zu interner Entwässerung im Zentrum führt. Die Flussverläufe in der Randzone und darüber hinaus orientieren sich an den geschwächten und ausgedünnten Lithosphärenbereichen, die dem asthenosphärischen Abfluss folgen (Sleep 1997).

3.6 Ausbildung von interregionalen Diskordanzen

Studien von White & Lovell (1997), Rainbird & Ernst (2001), Şengör (2001) sowie Rudge et al. (2008) zeigen, dass plume-generierte Hebungsprozesse episodische Sedimentationspulse auslösen. Diese stratigraphischen Abfolgen sind meist ausgedünnt und enthalten Diskordanzen, sodass sich einzelne Sedimentkörper gezielt bestimmten Phasen der vertikalen Hebung und Erosion zuordnen lassen. Die dabei entstehenden diskordanten Flächen sind weder global (Lovell 2010; Friedrich et al. 2018) noch ausschließlich lokal (z. B. Vibe et al. 2018), sondern erstrecken sich über benachbarte Regionen und werden daher als interregionale Diskordanzen bezeichnet (vgl. Burgess & Gurnis 1995; Friedrich et al. 2018).

In distalen Bereichen, in denen – abgesehen von isostatischen Reaktionen – kein direkter tektonischer Einfluss des Plume-Modus vorhanden ist, erfolgt die Ablagerung mehrfach umgelagerter Sedimente über lange Zeiträume (Abb. 3, distal; Abb. 4, linke Säule). Um die Spuren eines solchen Ereignisses aus dem Plume-Randbereich bis in die distalen Ablagerungszonen systematisch verfolgen zu können, sind Kartierungen erforderlich, die vom Zentrum nach außen verlaufen und sich von den stärksten Signalen zu den schwächeren bewegen. Im nächsten Abschnitt wird daher die ereignisbasierte stratigraphische Kartierungsmethode vorgestellt (Friedrich et al. 2018), die diesem Schema folgt.

4 Geologische Visualisierung der Mantelprozesse: Ereignisbasiertes stratigraphisches Rahmenwerk

Die Visualisierung dynamischer Prozesse im Erdmantel und deren Verknüpfung mit geologischen Strukturen erfordert fortschrittliche digitale Werkzeuge und Methoden. Solche Prozesse lassen sich am besten auf kontinentalen oder globalen Karten darstellen, da der betrachtete Bereich größer sein muss als der Wirkungsbereich einzelner Plume- und Plattenprozesse. Für präzise Analysen sind Karten mit einem Maßstab von mindestens 1:5 Millionen erforderlich, idealerweise ergänzt durch eine hohe zeitliche Auflösung, um die Dynamik geologischer Phänomene angemessen darzustellen. Solche Karten sind jedoch bislang selten verfügbar. Häufig werden sie eher als Wanddekoration genutzt oder in chronostratigraphischen Tabellen präsentiert, die jedoch keine ausreichende räumliche Verknüpfung zu geologischen Prozessen bieten.

Ein wesentlicher Fortschritt wird durch die Entwicklung blattschnittfreier digitaler geologischer Karten unter der Federführung der geologischen Dienste von Bayern und Baden-Württemberg sowie der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe erzielt (Projekt Consent; Franz et al. 2022). Diese Datensätze ermöglichen eine nahtlose Verknüpfung der großräumigen Prozesse der Mantelkonvektion mit lokalen geologischen Strukturen und erleichtern die präzise Analyse der Manteldynamik und ihrer Auswirkungen auf die Kruste.

Ein grundlegendes Dilemma besteht darin, dass chronostratigraphische Tabellen zeitliche Einheiten wie Epochen oder Alter abbilden, während geologische Karten überwiegend lithostratigraphische Einheiten wie Serien oder Stufen darstellen. Eine direkte Übertragung chronostratigraphischer Informationen auf geologische Karten erfordert daher eine grundlegende Neukonzeption. Dabei muss berücksichtigt werden, dass durch Diskordanzen begrenzte Sedimentkörper lateral oft nicht synchron sind

und somit in verschiedenen Regionen nicht das gleiche Alter aufweisen (Sloss 1963, Şengör 2016, Friedrich et al. 2018).

Die Übertragung der zeitlichen Einheiten (Abb. 4) auf geologische Karten (Abb. 5 & Abb. 6) soll helfen, tragfähige Muster zu identifizieren. Um dies zu testen, werden chronostratigraphische Einheiten des Plume-Modells, die Epochen oder Altern entsprechen, probeweise Serien oder Stufen auf geologischen Karten zugeordnet (Abb. 5 & Abb. 6). Dabei zeigt sich jedoch ein methodisches Problem: Chronostratigraphische Daten erfordern eine Darstellung in Epochen oder Altern, während geologische Karten hauptsächlich auf Serien und Stufen basieren. Hinzu kommt, dass die Ereignishorizonte der Diskordanzen, die durch großflächige Sedimentkörper begrenzt werden, oft weder mit Epochen- noch mit Altersgrenzen übereinstimmen. Noch unwahrscheinlicher ist eine Übereinstimmung mit den Grenzen von Serien oder Stufen auf geologischen Karten. Dennoch testen wir diese Methode, da schwach aufgelöste Karten lediglich die größten Signale abbilden – solche, die großflächige und langanhaltende Ereignisse darstellen. Genau diese Signale stehen hier im Fokus.

Im Rahmen dieser Studie wird das von Friedrich et al. (2018) entwickelte geologisch-stratigraphische Rahmenwerk herangezogen, um die Darstellung von Plume-Prozessen zu erleichtern. Dieses Modell übersetzt die geodynamischen Prozesse des Plume-Kopf-Aufstiegs von der Kern-Mantel-Grenze in geologische Begriffe und stellt sie in fünf sequenziellen Grafiken dar (Abb. 3). Zur vollständigen Darstellung des geologischen und geomorphologischen Inventars sind drei stratigraphische Säulen erforderlich, nicht nur zwei wie bisher üblich. Die mittlere Säule, die die zweiphasigen Ereignisse eines Mantelplumes am deutlichsten abbildet, ist eine neue Erkenntnis (Abb. 4; Tab. 1, letzte Spalte; Friedrich et al. 2018). Grundlage dafür sind das experimentelle Plume-Kopf-Modell von Griffiths et al. (1989) sowie wichtige Studien von Cox (1989), Şengör (2001) und Ernst & Buchan (2003), die bereits im vorhergehenden Kapitel behandelt wurden. Effekte der Plattenbewegung, Viskositätsunterschiede im Erdmantel und der isostatische Ausgleich bleiben, wie auch bei Griffiths et al. (1989), aus Gründen der Klarheit unberücksichtigt.

Das stratigraphische Rahmenwerk unterteilt die Plume-Einflussbereiche in drei Zonen: proximal, randlich und distal (Abb. 3 & Abb. 4; Tab. 1; Friedrich et al. 2018). Die Notwendigkeit einer klaren Randzone ergibt sich aus dem besonderen Verhalten des Bereichs, der sich zunächst mit dem Zentrum verhält (siehe Abb. 3, Stadium A gegenüber Stadium B), in späteren Stadien jedoch eine eigene tektonische, geomorphologische, stratigraphische und magmatische Entwicklung zeigt (Abb. 3, Stadium B bis E). Analog zum Plattenrand wird dieser Bereich interpretativ als „Plume-Rand“ bezeichnet. Eine eigens entwickelte ereignisbasierte Legende (Abb. 4) visualisiert die Phasen des Plume-Impulses: Die aufsteigende Phase bis zum Höhepunkt, dem Ausbruch der Flutbasalte, erscheint in warmen Farbtönen (Abb. 4, Einheiten 1 bis 3), während spätere Ereignisse in kühlen Farbtönen dargestellt sind (Einheiten 4 bis 6). Vorläufer-Ereignisse, die vor dem Modellzeitpunkt des Plume-Kopf-Ablösens liegen, sind in Grautönen wiedergegeben, um die Mustererkennung zu erleichtern.

Durch plume-bedingte Hebungen ausgelöste Erosionsprozesse bleiben in den Gesteinskörpern als großflächige Diskordanzen erhalten. In den chronostratigraphischen Säulen (Abb. 4) sind diese Diskordanzen als Hiatus markiert und mit den Buchstaben A bis F versehen. Die größte Diskordanz bildet sich im Zentrum, direkt über der Plume-Achse, während die Plume-Randzone durch mehrere Hiatusflächen charakterisiert ist. Diese Diskordanzflächen setzen sich lateral unter und über den Sedimentkörpern fort, die episodisch bis in die distalen Bereiche hinein abgelagert werden. In den distalen Bereichen sind die stratigraphischen Abfolgen konform und lediglich durch Paradiskordanzen unterbrochen.

Eine wesentliche Einschränkung bei der Anwendung dieses Modells auf geologische Karten ist deren begrenzte zeitliche Auflösung, die häufig nur auf Serienebene erfolgt (Friedrich 2019). Eine detailliertere Darstellung auf Stufenebene wäre jedoch wünschenswert, um präzisere Übertragungen

chronostratigraphischer Alter auf die Karten zu ermöglichen. Für den Island-Plume würde eine solche Auflösung sicherstellen, dass auch die frühen Abschnitte des Paläozäns, die den Höhepunkt des Plume-Aufstiegs markieren, in warmen Farbtönen erscheinen (siehe Abb. 5 & Abb. 6). Das Erkennen der Zwei-Phasigkeit des Modells (Tab. 1, letzte Spalte) auf geologischen Karten ist jedoch erschwert, da sich in manchen Bereichen die Signale der ersten Phase (vertikaler Aufstieg, Abb. 3, Stadium A bis C) und der zweiten Phase (Abb. 3, Stadium D und E) überlagern. Dadurch bleibt die Abgrenzung des Plume-Randes zum distalen Bereich auf den derzeitigen Karten bestenfalls unscharf oder nicht eindeutig erkennbar.

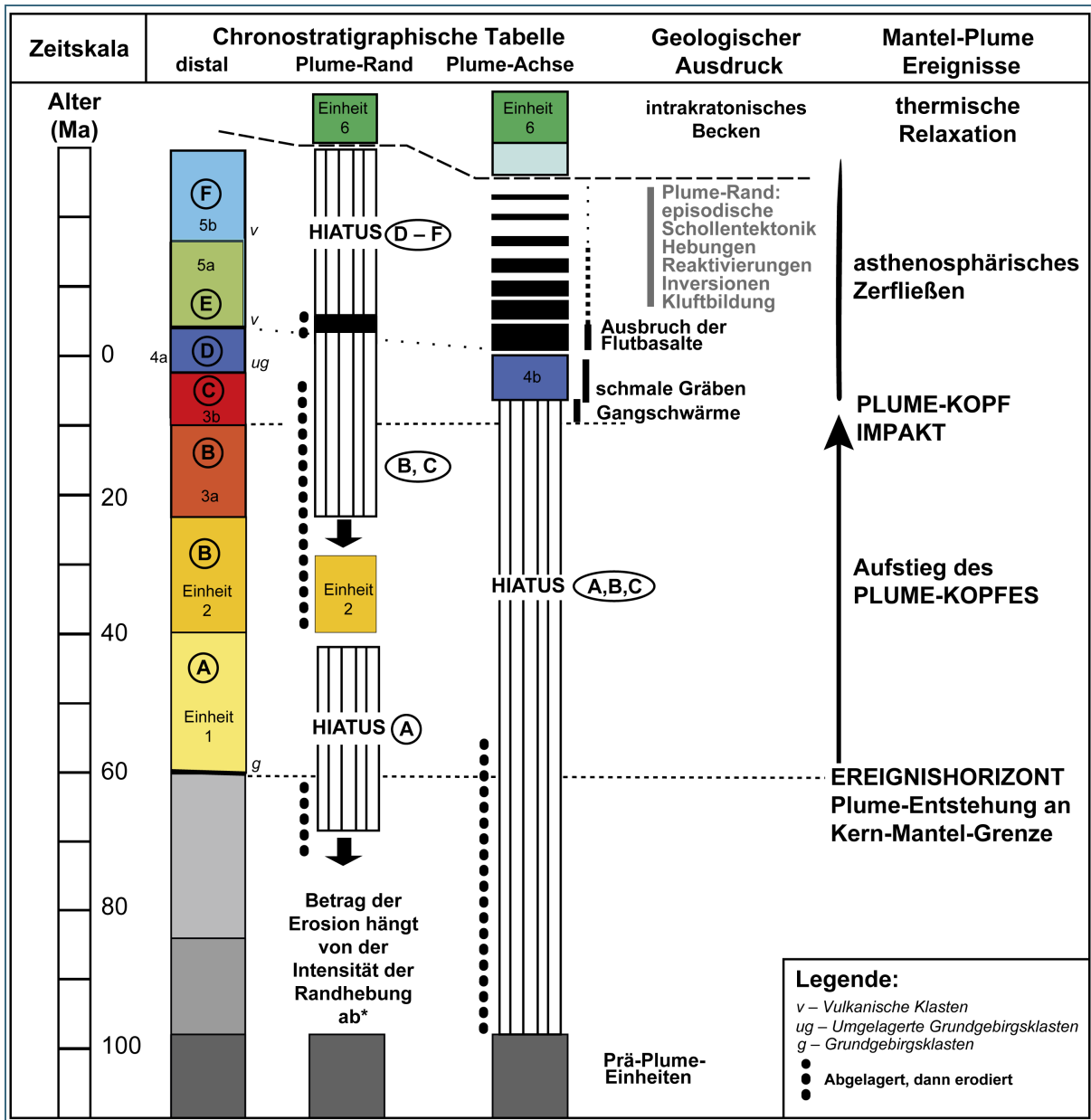


Abb. 4: Chronostratigraphisches Modelldiagramm, das aus einem Plume-Kopf-Ereignis resultiert, welches an der Kern-Mantel-Grenze entsteht und mit einer postulierten Geschwindigkeit von etwa 50 Kilometer pro Millionen Jahre aufsteigt (Colli et al. 2016). Die Zeitskala zeigt ein beispielhaftes geologisches Alter, wobei der Ausbruch der Flutbasalte den Referenzhorizont markiert, der am einfachsten datierbar ist. Die Abbildung liest sich von rechts nach links und beginnt mit dem Ereignishorizont.

Mit der Zeit, die der Dauer von Einheit 1 entspricht, beginnt sich die Randzone anders zu verhalten als das Zentrum. Dadurch könnten erodierte Sedimente aus dem Zentrum bevorzugt in der Randzone

abgelagert werden. Eine mögliche ältere Diskordanz, die durch die Ablagerung von Einheit 2 in der Randzone entsteht, stellt im Vergleich zum distalen Bereich ein diagnostisches Merkmal dar. Dieses Merkmal wird genutzt, um den Kontaktbereich zwischen der Randzone und dem distalen Bereich zu kartieren (Abb. 5 & Abb. 6). Einheit 2 repräsentiert die Phase des Plume-Aufstiegs, die mit der ersten großflächigen Kuppelbildung einhergeht (Abb. 3B und Abb. 4).

Diese kartografische Methode, die von einem zentralen Ereignis ausgehend nach außen fortschreitet, ermöglicht ein Abtasten nach geologischen Mustern. Wir gehen davon aus, dass tragfähige und zulässige geologische Lösungen ein konsistentes Muster aufzeigen. Ein falsch gewählter Startzeitpunkt hingegen verhindert eine räumlich und zeitlich konsistente Analyse (siehe Abb. 12D in Friedrich et al. 2018). Umgekehrt erlauben valide Muster auf ereignisbasierten Karten Rückschlüsse auf Dauer und Geschwindigkeit der Prozesse.

5 Anwendung des ereignisbasierten stratigraphischen Modells auf den Island-Plume und die Nordatlantiköffnung

Der isländische Mantelplume hat seit etwa 62 Millionen Jahren die Öffnung des Nordatlantiks maßgeblich beeinflusst (Barnett-Moore et al. 2017). Dieser Prozess führte zu großflächigen Hebungen, die das Grundgebirge in Grönland und Skandinavien freilegte, zur Platznahme von Gangschwärmen und zur episodischen Ablagerung in NW-Europa. Im frühen Paläozän entstand die Nordatlantische Magmatische Provinz (NAIP), die mächtige Flutbasaltdecken enthält (Griffiths & Campbell 1990; White & Lovell 1997; Rudge et al. 2008). Die NAIP wurde durch die spätere Entstehung des Nordatlantiks geteilt, und ihre Überreste sind heute in Ost- und Westgrönland, auf den Färöer-Inseln und den Britischen Inseln zu finden (Saunders et al. 1997).

Japsen et al. (2012) und weitere Studien dokumentieren wiederholte Phasen der Hebung und Versenkung im Nordatlantik sowie temporäre Hebungen (Hartley et al. 2011; Lovell 2010), die dem Plume-Modus zugeschrieben werden (Rudge et al. 2008). Besonders zwei Phasen beschleunigter Spreizung im Paläozän–Eozän und Miozän korrelieren mit verstärkter Erosion und Nichtsedimentation in Europa (Vibe et al. 2018). Diese Phänomene sind charakteristisch für den Plume-Modus, während sie durch den Plattenmodus nicht hinreichend erklärt werden können.

Um zu prüfen, ob der Island-Plume die geologische Entwicklung Mitteleuropas beeinflusst haben könnte, wurde die ereignisbasierte stratigraphische Kartierung nach Friedrich et al. (2018) auf Europa angewandt. Der Fokus liegt auf dem potenziell weitreichenden Einflussbereich des Island-Plumes, obwohl auch das Kanaren-Azoren-Plume-System ähnliche Fernwirkungen in Mitteleuropa hervorbringen könnte. In Abb. 5A & Abb. 6A wurde die Internationale Geologische Karte von Europa im Maßstab 1:5 Millionen und einer zeitlichen Gliederung auf Serienebene (IGME5000, Asch 2003) genutzt, um das in Abschnitt 4 beschriebene Farbschema anzuwenden und, unter den dort genannten Einschränkungen, mögliche Ereignishorizonte sichtbar zu machen und die Dimensionen dieser Prozesse zu veranschaulichen.

Da der Beginn der Flutbasalteruption vor etwa 62 Millionen Jahren ins Paläozän fällt, bieten sich zur Darstellung zwei vereinfachte Szenarien an, die aufgrund der begrenzten zeitlichen Auflösung der Karte beide gewisse Ungenauigkeiten aufweisen können. Im ersten Szenario wird das Paläozän in der ersten kühlen Farbe (Violett-Blau) dargestellt (siehe Abb. 5), wobei der Zeitraum des Plume-Kopf-Aufstiegs auf der geologischen Karte den darunterliegenden Serien, Oberkreide und Unterkreide, ungefähr entspricht (Abb. 5A & Abb. 6A). Sollte die Aufstiegsphase kürzer gewesen sein, könnte sich dieser Zeitraum jedoch auf die Oberkreide beschränken, was die Ereignisdauer entsprechend verkürzen würde. Hier markiert der Ereignishorizont, der die Bildung und Ablösung des Plume-Kopfes an der Kern-Mantel-Grenze darstellt, die Basis der Unterkreide (Abb. 5). Im zweiten Szenario (Abb. 6) wird

Abb. 5: Plume-stratigraphisches Szenario für den Island-Plume-Kopf in Nordwesteuropa, initiiert mit dem Beginn der Kreide und basierend auf der Internationalen Geologischen Karte von Europa 1:5 Millionen (IGME5000, Asch 2003) nach Friedrich et al. (2018). (A) Plume-stratigraphische Karte mit Hervorhebung einer Kuppelrandzone, die dem unter Island aufsteigenden Plume zugeordnet werden kann, da das Muster im Modellrahmen plausibel ist. Das Mitteleuropäische Bruchschollengebiet einschließlich des Bayerischen Waldes und seiner Umgebung (siehe Abb. 7) zeigt insgesamt Merkmale, die es in diese Kuppelrandzone einordnen lassen. Siehe Abb. 3 und Abb. 4 für die Definition des distalen Bereichs und der Plume-Randzone, die hier der Kuppelrandzone entspricht. M=Moskau; P=Perm; BPIP= Britisch-Irische Magmatische Provinz; NAIP=Nordatlantische Magmatische Provinz. (B) Ereignisbasierte stratigraphische Säule. Die lithostratigraphische Auflösung ist auf Serien begrenzt, sodass es nicht offensichtlich ist, ob die großen Hiatusflächen an der Basis der Unterkreide durch den frühen vertikalen Aufstieg eines Plume-Kopfes unter Island (großer Radius der Kuppelhebung) oder durch das spätere Zerfließen (kleinerer Radius, aber weitreichende Inversionen) verursacht sind. Um diese beiden Phasen differenziert darzustellen, könnten blattschnittfreie Karten im Kontinentalmaßstab hilfreich sein, die in Stufen unterteilt sind, welche den zeitlichen Raten geologischer Prozesse entsprechen. Die ereignisbasierte Kartierung ist auch auf andere mantelinvolvierende und tektonische Prozesse anwendbar.

Im nächsten Schritt wurde in beiden Szenarien die Plume-Randzone (Kuppelrand, Abb. 5A, Abb. 6A) zwischen Plume-Zentrum (Plume-Achse) und distalem Bereich anhand stratigraphischer Kriterien (Abb. 4) kartiert (gestrichelte weiße Linie in Abb. 5A & Abb. 6A). Diese Zone ist durch interregionale Erosionsflächen gekennzeichnet, auf denen die in Abb. 4 dargestellte 'Einheit 2' per Definition diskordant aufliegt. Ein markantes Merkmal der Plume-Randzone im Vergleich zum distalen Bereich ist das Fehlen der 'Einheit 1', da die Plume-Randzone aufgrund des aufsteigenden Plume-Kopfes initial wie das Zentrum erodiert wird.

Die beiden Szenarien bieten eine differenzierte Grundlage für die Kartierung der möglichen Einflusszonen des Island-Plumes in Mitteleuropa. Im folgenden Abschnitt werden die kartierten Dimensionen der Plume-Randzone und ihre räumliche Verteilung basierend auf diesen Szenarien dargestellt und analysiert.

6 Ergebnisse – Dimensionen und Abgrenzung der Plume-Randzone

Die Ergebnisse der geologischen Modellierungen sind in den Abb. 5A und Abb. 6A dargestellt. Beide Szenarien führen zu plausiblen und tragfähigen Abgrenzungen der proximalen, randlichen und distalen Bereiche, entsprechend dem zugrunde liegenden geologischen Modell (Abb. 4). Wird die Plume-Randzone als Bereich der Hebungskuppel betrachtet, so erstreckt sich die Randzone des Island-Plumes über mehrere hundert Kilometer und reicht je nach Modellierung in ihrer maximalen Ausdehnung bis zu 3.500 Kilometer.

Anzeichen für Merkmale der Plume-Randzone finden sich in weiten Teilen Grönlands, Skandinaviens bis hin zur Osteuropäischen Tiefebene, auf den Britischen Inseln, in ausgedehnten Bereichen Frankreichs (mit Ausnahme des Pariser Beckens) sowie im südlichen Mitteleuropa, einschließlich des Bayerischen Waldes und seiner Umgebung. In den Pyrenäen, Alpen und Karpaten gehen diese Spuren aufgrund der dominanten Plattenranddeformation verloren. Regionen, die in beiden Karten-Modellen kein Plume-Randverhalten zeigen, sind die Nordsee, der Deutsch-Polnische Trog sowie seine südöstliche Fortsetzung im Pripjat-Dnepr-Donetz-Trog. Letztere Region weist Merkmale eines distalen Bereichs auf, da dort eine konkordante Abfolge von der Unterkreide bis zum Oligozän vorliegt. Die IGME5000 (Asch 2003) enthält jedoch keine Informationen über Einheiten, die von jüngeren Sedimenten vollständig verdeckt sind, wie in großen Bereichen Norddeutschlands und der Nordsee.

Das Kartenmodell bei dem die Initiierung des Plume-Kopfes mit der Basis der Oberkreide korreliert wird (Abb. 6A) zeigt insgesamt eine größere Ausdehnung der Plume-Randzone in den genannten Regionen im Vergleich zum Modell mit einer Korrelation der Ablösung mit der Unterkreide (Abb. 5A). So weist beispielsweise nur das Modell in Abb. 6 Plume-Randverhalten in der Barentssee und auf

Spitzbergen auf. Diese Ergebnisse verdeutlichen, dass die Wahl des Ereignishorizonts erheblichen Einfluss auf die Dimensionierung der Plume-Randzone in den jeweiligen Regionen hat.

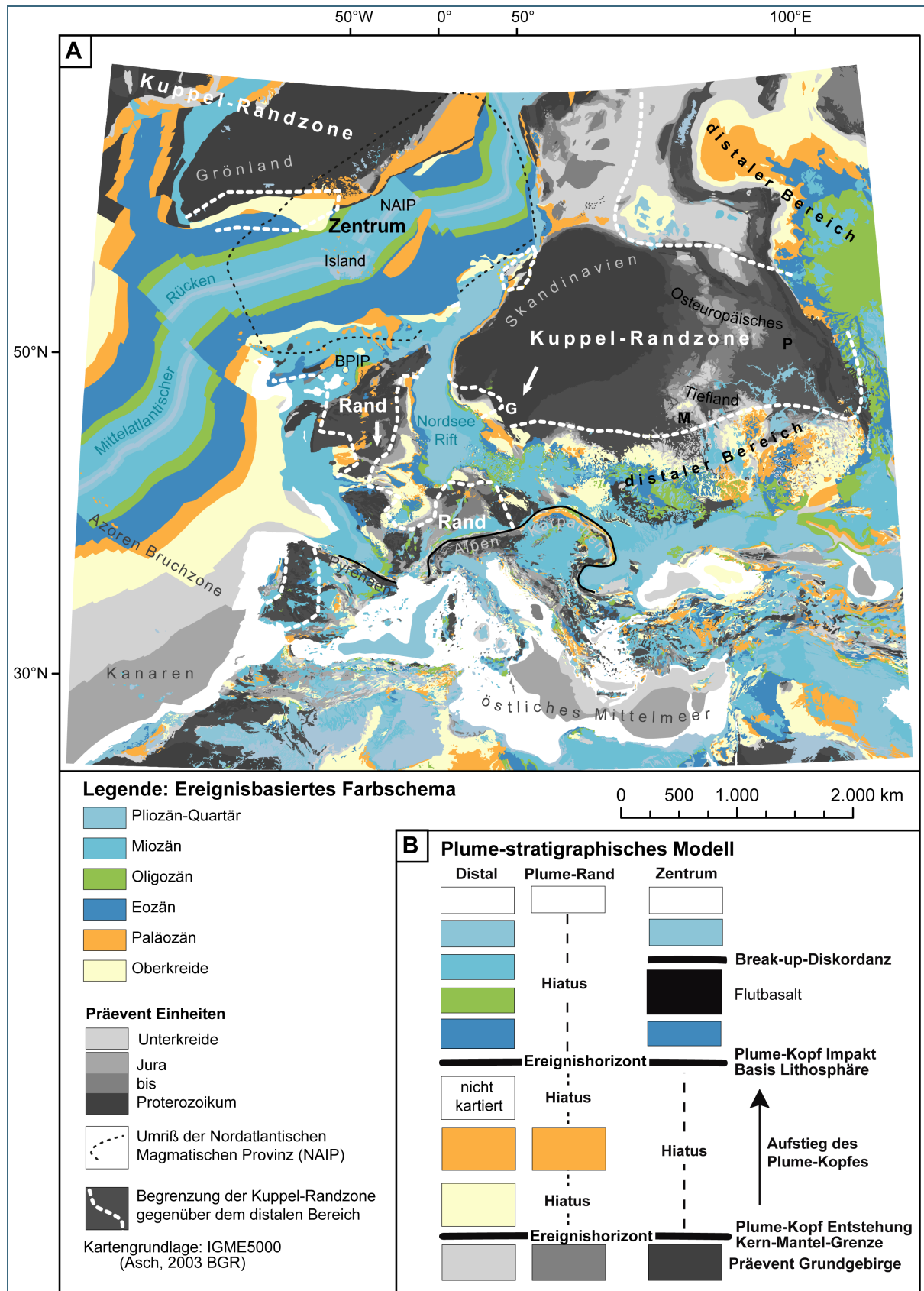


Abb. 6: Plume-stratigraphisches Szenario für den Island-Plume-Kopf in Nordwesteuropa, initiiert mit dem Beginn der Späten Kreide und basierend auf der Internationalen Geologischen Karte von Europa 1:5 Millionen (IGME5000, Asch 2003) nach Friedrich et al. (2018). (A) Plume-stratigraphische Karte mit Hervorhebung einer Kuppelrandzone, die dem unter Island aufsteigenden Plume zugeordnet werden kann, da das Muster im Rahmen des Modells zulässig und vertretbar ist. Siehe Abb. 3 und Abb. 4 für die Definition des distalen Bereichs und der Plume-Randzone, die hier der Kuppelrandzone entspricht. M=Moskau; P=Perm; BPIP= Britisch-Irische Magmatische Provinz; NAIP=Nordatlantische Magmatische Provinz. (B) Ereignisbasierte stratigraphische Säule. Im Vergleich zur Modelldarstellung mit Plume-Initiierung mit dem Beginn der Frühen Kreide (Abb. 5) umfasst die zulässige Kuppelrandzone um den Nordatlantik einen noch größeren Bereich. In diesem Modell liegt jedoch nur ein Teil des Bayerischen Waldes und seiner Umgebung (siehe Abb. 7) innerhalb des Bereichs, der Merkmale einer Kuppelrandzone aufweist. Eine präzise Zuordnung der tektonischen und mantelinvolvierenden Ursachen kann erst erfolgen, wenn globale Zirkulationsmodelle und die entsprechenden ereignisbasierten stratigraphischen Kartierungen alle relevanten Ereignisse adäquat abbilden.

7 Diskussion

7.1 Erweiterter Wirkungsbereich des Island-Plumes

Die in beiden Szenarien kartierte Ausdehnung der Plume-Randzone verdeutlicht, dass die Fernwirkungen des Island-Plumes signifikante strukturelle, magmatische, geomorphologische und sedimentologische Einflüsse in Mitteleuropa (Abb. 7) hinterlassen haben könnten. Die differenzierte Abgrenzung in proximale, randliche und distale Bereiche zeigt Übergänge von stark plume-beeinflussten zu nur minimal betroffenen Zonen. Dieses Modell hebt Unterschiede in Hebungs- und Sedimentationsmustern hervor und zeigt, dass die Plume-Randzone durch Diskordanzen und charakteristische Sedimentabfolgen geprägt ist, die episodische Hebungsphasen und nachfolgende Erosionsprozesse belegen (vgl. Abb. 9 in Friedrich et al. 2018). In den distalen Bereichen hingegen verlieren sich plume-bezogene Signale allmählich im „Rauschen“ anderer geologischer Prozesse.

Ein zentrales Modellresultat ist das zweiphasige Muster, das durch den vertikalen Aufstieg und das anschließende seitliche Zerfließen des Plume-Kopfes entsteht (Abb. 4, Tab. 1). Die erste Phase ist geprägt durch radialstrahlige Strukturen, während sich in der zweiten Phase – dem horizontalen Zerfließen – längliche, an die Lithosphärenheterogenität angepasste Strukturen bilden. Die entstehende Plume-Randzone verhält sich dynamisch ähnlich wie ein geologischer Plattenrand und reicht weit ins Platteninnere hinein. Dieser Ansatz könnte das geologische Dilemma lösen, dass in Mitteleuropa Hinweise auf einen Plume-Einfluss existieren (z. B. Ritter 2007), jedoch kein Plume-Kopf direkt unter Mitteleuropa liegt. Die plume-ähnlichen geologischen Signale könnten in Wirklichkeit durch episodische horizontale Asthenosphärenströme verursacht sein, die durch die Einflüsse der Kanaren- und Island-Plumes gespeist werden. Diese Hypothese lässt sich durch intensive geochronologische Untersuchungen testen, die erwarten lassen, dass Intraplattenereignisse in Mitteleuropa zeitlich etwas nach den plume-bedingten Ereignissen in Island oder den Kanaren eintreten sollten.

7.2 Bedeutung der Plume-Randzone für Kluff- und Störungsmuster im Bayerischen Wald

Die in den Abb. 5 & Abb. 6 dargestellten Muster, die sich aus dem Plume-Modus ableiten lassen, sind tragfähig und zeigen eine klare Strukturierung in proximale, randliche und distale Einflussbereiche. Diese Differenzierung verdeutlicht, dass die Fernwirkungen des Island-Plumes das großräumige Spannungsfeld im Bayerischen Wald und angrenzenden Regionen (Abb. 7) prägen könnten. Die Modellierungsergebnisse legen somit nahe, dass der Bayerische Wald und seine Umgebung die Merkmale einer Plume-Randzone (Rand der Hebungskuppel, Abb. 5A & Abb. 6A) aufweisen. Dies impliziert, dass die regionalen Kluff- und Störungsmuster nicht ausschließlich auf lokale tektonische

Prozesse zurückzuführen sind, sondern möglicherweise durch überregionale, plume-bedingte Spannungen beeinflusst werden.

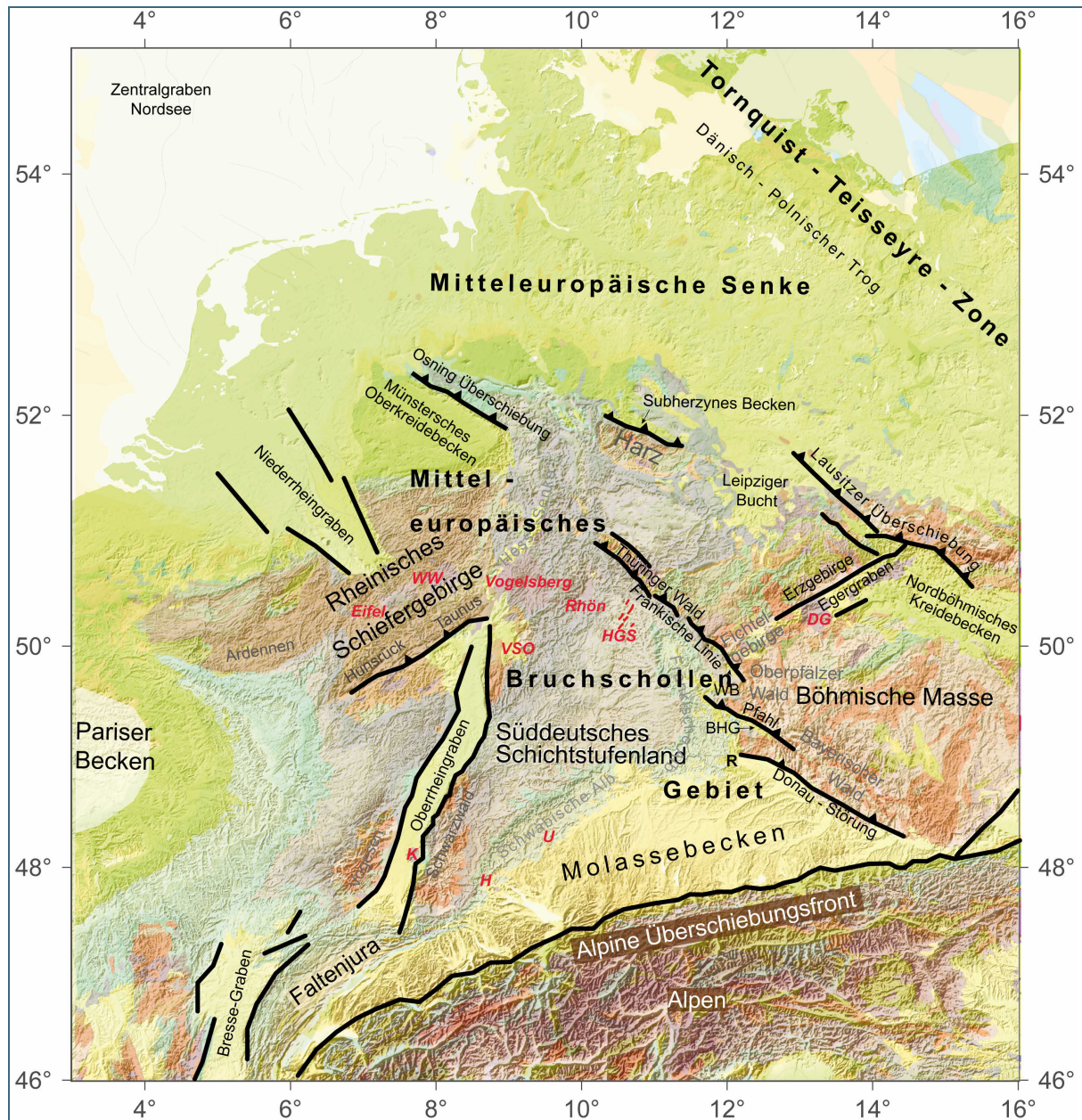


Abb. 7: Vereinfachte Darstellung der wesentlichen Intraplattenstrukturen im Bereich des Mitteleuropäischen Bruchschollengebietes. Kartenbasis ist ein digitales Höhenmodell und die semi-transparente digitale Internationale Geologische Karte von Europa (IGME5000, Asch 2003). Abkürzungen: DG=Duppauer Gebirge; H=Hegau; HGS= Heldburger Gangschar; K=Kaiserstuhl; U=Urach; VSO=Vorpessart und Odenwald; WB=Weidener Becken; BHG=Bodenwöhrer Halbgraben; R=Regensburg; WW=Westerwald. Die Tornquist-Teisseyre-Zone ist eine bedeutende geologische Grenze, die den Baltischen Schild und die Russische Plattform von den jüngeren paläozoischen Krustenbereichen Mittel- und Westeuropas trennt.

Bisherige Studien in Bayern konzentrierten sich primär auf die Bestimmung des regionalen Spannungsfeldes durch lokale Kluft- und Störungsmessungen (z. B. Kürschner & Schwenk 2024). Unsere Ergebnisse zeigen jedoch, dass die Einbindung globaler geodynamischer Modellierungen ebenso unerlässlich ist, um die großflächigen Spannungsfelder zu verstehen, die zur Bildung von tektonischen Bruchsystemen führen. Im Unterschied zu herkömmlichen Arbeiten, die lokale Deformationen meist isoliert betrachten, stützt sich unser Ansatz auf die umfassenden Mantelströmungen und die Physik

des Erdmantels, die sowohl vertikale als auch horizontale Kräfte an der Basis der Lithosphäre generieren. Dieser Ansatz ermöglicht es, die komplexe Wechselwirkung zwischen lokalen Strukturen und globalen dynamischen Prozessen differenzierter zu erfassen und die Einflüsse der Fernwirkungen des Island-Plumes oder des Kanaren-Plumes auf die Spannungsfelder in Intraplattenregionen wie dem Bayerischen Wald systematisch zu analysieren.

Unsere systematische geologische Visualisierung des Plume-Modus zeigt, dass Intraplattenregionen durch eine Vielzahl von Prozessen geprägt sind, die global miteinander interagieren. Wie in Abschnitt 2 beschrieben, beeinflusst nicht nur das Auftreten einzelner Plumes, sondern vor allem das Zusammenspiel von Plume- und Plattenmodus das globale Strömungsverhalten des Erdmantels. Dies unterstreicht die Notwendigkeit globaler Modellierungsansätze, die geologische Daten auf entsprechend großem Maßstab integrieren. Dabei bleiben Fragen offen, wie zum Beispiel, ob die spätkretazische Reaktivierung nordwestlich verlaufender Aufschiebungen in Mitteleuropa auf plattentektonische Prozesse (z. B. die Kollision Eurasien-Iberien, Kley & Voigt 2008) oder auf Fernwirkungen des Asthenosphärenflusses zurückzuführen ist, der an der Basis der Lithosphäre wirkt.

Aus globalen Zirkulationsmodellen lassen sich Spannungsfelder an der Basis der Lithosphäre ableiten. Dank der hohen Auflösung der Modelle (etwa 100 Millionen Gitterpunkte, Abb. 1) ist es möglich, spezifische Spannungsprognosen auch für kleinere Regionen zu erstellen und diese mit lokal gemessenen Werten zu vergleichen. Erste Vergleiche dieser Modellierungen mit der World-Stress Map (Heidbach et al. 2018) zeigen, dass die Modelle Spannungsmuster erzeugen, die den global dokumentierten Spannungsverteilungen ähneln. Dieser Abgleich bestätigt das Potenzial globaler Modelle zur präzisen Abbildung regionaler Spannungsfelder.

Ein zentraler Punkt für das Verständnis der Intraplattentektonik im Bayerischen Wald ist die Frage, inwieweit die Kuppelrandzone (Abb. 5A & Abb. 6A) durch lokale Kluff- und Störungsmuster geprägt ist und ob sich anhand dieser Muster Rückschlüsse auf den Einfluss des Island-Plumes und den durch diesen bedingten Asthenosphärenfluss (Abb. 2A) ziehen lassen. Wenn die Messungen des Schersinns von Störungen als Indikatoren für die durch Fernwirkungen des Island-Plumes beeinflussten Deformationsprozesse in der Lithosphäre dienen, könnte dies eine neue Perspektive auf die Spannungsübertragung durch horizontale Asthenosphärenflüsse eröffnen und klären, wie sich die globale Plume-Dynamik auf das Spannungsfeld im Bayerischen Wald auswirkt.

Ein Vergleich der Störungsorientierungen und deren Schersinn mit der räumlichen Ausdehnung und Erstreckung der Plume-Randzone könnte Hinweise darauf geben, ob sich lokale Spannungsfelder als Reaktion auf den Asthenosphärenfluss gebildet haben. Damit solche Vergleiche präzise erfolgen können, wären hochauflösende, blattschnittfreie Karten mit Stufenauflösung von großem Vorteil, um die genaue Lage und Ausrichtung der Plume-Randzone und ihre Auswirkungen auf das regionale Spannungsfeld zu bestimmen. Ergänzende strukturelle Messungen und eine detaillierte Kartierung würden zudem zur Validierung der Störungsmessungen als zuverlässige Indikatoren für regionale Spannungsfelder beitragen und könnten helfen, die Hypothese eines plume-induzierten Einflusses in Mitteleuropa zu testen.

7.3 Weiterentwicklung geodynamischer Modelle zur Analyse lithosphärischer Spannung und Deformation

Störungsmessungen mit Schersinnindikatoren (siehe Kürschner & Schwenk 2024) bieten wertvolle Referenzdaten zur Kalibrierung regionaler Spannungsfelder. Ohne die Berücksichtigung globaler geodynamischer Prozesse besteht jedoch das Risiko, diese Daten isoliert zu betrachten und dadurch potenziell falsch zu interpretieren, da lokale Messungen häufig die Fernwirkungen großräumiger Mantelströmungen nicht erfassen. Die ersten Ergebnisse unserer Studie bestätigen die Relevanz des Plume-Modus und globaler geodynamischer Modelle und legen nahe, dass zukünftige Modellierungen die

komplexen geologischen Strukturen des Bayerischen Waldes stärker in den Fokus rücken sollten. Ein nächster Schritt in der Modellierung wäre, die Plume-Randzone detaillierter in globale Modelle zu integrieren, um eine präzisere Einschätzung der regionalen geologischen Dynamik und der tektonischen Bruchsysteme zu ermöglichen.

Um die globalen geodynamischen Modelle durch geologische Daten zu testen, sind neben den oben erwähnten Studien zu tektonischen Bruchsystemen auch detaillierte Untersuchungen zur Datierung dieser Störungen und deren mehrfache Reaktivierung notwendig (Ludat et al. 2024; Kübler et al. 2024). Im Rahmen der Landesaufnahme wäre die Beprobung magmatischer Gänge und Vulkanite sinnvoll, um genaue Alter zu bestimmen, die eine Mustererkennung erlauben. Darüber hinaus können moderne Analysen digitaler Höhenmodelle wertvolle Einblicke in die erosive Entwicklung einer Landschaft geben (Zebari et al. 2024). Die Anwendung dieser Techniken ermöglicht es, die wichtige Frage zu untersuchen, ob die Hebung großflächig und langwellig ist oder ob sie durch lokale Störungen verursacht wurde.

8 Schlussfolgerungen

Unsere Untersuchung zeigt, dass die Fernwirkungen des Island-Plumes auf Intraplattenregionen wie den Bayerischen Wald weitreichender sein könnten als bisher angenommen. Für ein vollständiges Verständnis der geologischen Entwicklung sollten daher die großräumigen Dynamiken des Erdmantels, insbesondere die Effekte des Island-Plumes und des Kanaren-Azoren-Plume-Systems, in hochauflösende, globale geodynamische Modelle integriert werden. Die Verknüpfung ereignisbasierter Stratigraphie mit großskaligen Modellen bietet das Potenzial, die tektonischen Prozesse Mitteleuropas und die strukturellen Entwicklungen des Bayerischen Waldes neu zu bewerten. Die Kombination von Plume- und Plattenmodi erweitert die Erklärungsmöglichkeiten für episodische Hebungen, Erosion, Sedimentation, Beckeninversionen, Intraplattenvulkanismus, Diskordanzen und die Reaktivierung von Störungen, die durch diese geodynamischen Prozesse angeregt werden.

Im Plume-Modus entstehende Spannungen, die über den horizontalen Asthenosphärenfluss auf die Lithosphäre übertragen werden, können komplexe Deformationsprozesse anregen. Diese Spannungen, die sich episodisch und großflächig unter der Lithosphäre ausbreiten, sind vermutlich für Hebungen, Inversionen und die Reaktivierung älterer Störungssysteme verantwortlich. Die im Bayerischen Wald beobachteten Bruchstrukturen mit ihren Kluft- und Störungsmustern sind daher wahrscheinlich nicht allein auf lokale tektonische Spannungen zurückzuführen, sondern könnten ebenso durch großräumige, vom Island-Plume (und potenziell auch vom Kanaren-Azoren-Plume-System) ausgelöste Spannungen beeinflusst sein. Eine differenzierte Interpretation der Kluft- und Störungsmessungen ist somit erforderlich: Während lokale Spannungen primär durch den Plattenmodus, die Heterogenität der kontinentalen Kruste sowie der Geometrie und Orientierung der Störungen, zurückzuführen sind, könnten überregionale Spannungen durch die Fernwirkungen von Mantelplumes ebenfalls eine bedeutende Rolle spielen.

Diese Ergebnisse verdeutlichen, dass geodynamische Prozesse im tieferen Erdmantel die Spannungsfelder der Lithosphäre stark prägen können. Eine präzise Unterscheidung zwischen lokalen und globalen Spannungsquellen ist daher entscheidend, um die Rolle der regionalen Geodynamik in der differenziellen Hebungs- und Erosionsgeschichte des Bayerischen Waldes und Mitteleuropas besser zu verstehen.

Literaturverzeichnis

Asch, K. (2003): The 1:5 Million International Geological Map of Europe and Adjacent Areas: Development and Implementation of a GIS-enabled Concept. Sonderhefte Reihe A – Geologisches Jahrbuch, Sonderheft A 3: 172 S., Schweizerbart.

- Barnett-Moore, N.; Hassan, R.; Flament, N. & Müller, D. (2017): The deep Earth origin of the Iceland plume and its effects on regional uplift and subsidence. – *Solid Earth* 8: 235–254.
- Biddle, K. T. & Rudolph, K. W. (1988): Early Tertiary structural inversion in the Stord Basin, Norwegian North Sea. – *Journal of the Geological Society, London*, 145 (4): 603–611.
- Bunge, H.-P.; Richards, M. A. & Baumgardner, J. R. (1996): Effect of depth-dependent viscosity on the planform of mantle convection. – *Nature*, 379 (6564): 436–438.
- Bunge, H.-P.; Richards, M. A.; Lithgow-Bertelloni, C.; Baumgardner, J. R.; Grand, S. P. & Romanowicz, B. A. (1998): Time Scales and Heterogeneous Structure in Geodynamic Earth Models. – *Science*, 280: 91–95.
- Bunge, H.-P.; Hagelberg, C. R. & Travis, B. J. (2003): Mantle circulation models with variational data assimilation: inferring past mantle flow and structure from plate motion histories and seismic tomography. – *Geophysical Journal International*, 152: 280–301.
- Burgess, P. M. & Gurnis, M. (1995): Mechanisms for the formation of cratonic stratigraphic sequences. – *Earth and Planetary Science Letters*, 136 (3–4): 647–663.
- Burke, K. & Wilson J. T. (1972): Is the African plate stationary? – *Nature*, 239: 387–390.
- Burke, K. & Dewey, J. F. (1973): Plume-Generated Triple Junctions: Key Indicators in Applying Plate Tectonics to Old Rocks. – *The Journal of Geology*, 81 (4): 406–433.
- Campbell, I. H. (2007): Testing the plume theory. – *Chemical Geology*, 241: 153–176.
- Campbell, I. H. & Griffiths, R. W. (1990): Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. – *Earth and Planetary Science Letters*, 99: 79–93.
- Clark, M. K. & Royden, L. H. (2000): Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. – *Geology*, 28 (8): 703–706.
- Colli, L.; Ghelichkhan, S. & Bunge, H.-P. (2016): On the ratio of dynamic topography and gravity anomalies in a dynamic Earth. – *Geophysical Research Letters*, 43: 2510–2516.
- Conrad, C. P.; Bianco, T. A.; Smith, E. I. & Wessel, P. (2011): Patterns of intraplate volcanism controlled by asthenospheric shear. – *Nature Geoscience*, 4 (5): 317–321.
- Cox, K. G. (1989): The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. – *Nature*, 342: 873–877.
- Davaille, A. & Romanowicz, B. (2020): Deflating the LLSVPs: bundles of mantle thermochemical plumes rather than thick stagnant “piles”. – *Tectonics*, 39 (10): e2020TC006265.
- Davies, G. F. (1988a): Ocean bathymetry and mantle convection 1. Large-scale flow and hotspots. – *Journal of Geophysical Research*, 93 (B9): 10467–10480.
- Davies, G. F. (1988b): Ocean bathymetry and mantle convection 2. Small-scale flow. – *Journal of Geophysical Research*, 93 (B9): 10481–10488.
- Davies, G. F. (1999): *Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection*: 458 S., Cambridge University Press.
- Davies, G. F. (2011): *Mantle Convection for Geologists*: 232 S., Cambridge University Press.

- Davies, G. F. & Richards, M. A. (1992): Mantle Convection. – *The Journal of Geology*, 100: 151–206.
- DEKORP Research Group (C), Heinrichs, T.; Giese, P.; Bankwitz, P. & Bankwitz, E. (1994): DEKORP 3/MVE-90(West) - preliminary geological interpretation of a deep near-vertical reflection profile between the Rhenish and the Bohemian Massifs, Germany. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 22 (6): 771–801.
- De Lugt, I. R.; Van Wees, J. D. & Wong, T. E. (2003): The tectonic evolution of the southern Dutch North Sea during the Palaeogene: basin inversion in distinct pulses. – *Tectonophysics*, 373 (1-4): 141–159.
- England, P. & McKenzie, D. (1982): A thin viscous sheet model for continental deformation. – *Geophysical Journal International*, 70 (2): 295–321.
- Ernst, R. E. & Buchan, K. L. (2003): Recognizing mantle plumes in the geological record. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31 (1): 469–523.
- Farnetani, C. G. & Richards, M. A. (1994): Numerical investigations of the mantle plume initiation model for flood basalt events. – *Journal of Geophysical Research*, 99 (B7): 13813–13833.
- Franz, M.; Hagemeister, A.; Jung, D.; Maul A.-A.; Pasewaldt, A.; Probst, A.-C.; Wagner, B.; Welzel, K.; Wiechmann, M.-F. & Wielandt-Schuster, U. (2022): Harmonisierung geologischer Kartenwerke im Projekt ConSent am Beispiel der Länder Baden-Württemberg und Bayern. Staatliche Geologische Dienste Deutschlands.
- Friedrich, A. M. (2019): Palaeogeological hiatus surface mapping: a tool to visualize vertical motion of the continents. – *Geological Magazine*, 156 (2): 308–319.
- Friedrich, A. M.; Bunge, H.-P.; Rieger, S. M.; Colli, L.; Ghelichkhan, S. & Nerlich, R. (2018): Stratigraphic framework for the plume mode of mantle convection and the analysis of interregional unconformities on geological maps. – *Gondwana Research*, 53: 159–188.
- Ghelichkhan, S. & Bunge, H.-P. (2016): The compressible adjoint equations in geodynamics: derivation and numerical assessment. *GEM – International Journal on Geomathematics*, 7 (1): 1–30.
- Ghelichkhan, S.; Bunge, H.-P. & Oeser, J. (2021): Global mantle flow retrodictions for the early Cenozoic using an adjoint method: evolving dynamic topographies, deep mantle structures, flow trajectories and sublithospheric stresses. – *Geophysical Journal International*, 226 (2): 1432–1460.
- Gordon, R. G. & Jurdy, D. M. (1986): Cenozoic Global Plate Motions. – *Journal of Geophysical Research*, 91 (B12): 12389–12406.
- Green, P. F.; Lidmar-Bergström, K.; Japsen, P.; Bonow, J. M. & Chalmers, J. A. (2013): Stratigraphic landscape analysis, thermochronology and the episodic development of elevated, passive continental margins. – *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 30: 150 S.
- Griffiths, R. W.; Gurnis, M. & Eitelberg, G. (1989): Holographic measurements of surface topography in laboratory models of mantle hotspots. – *Geophysical Journal International*, 96: 477–495.
- Griffiths, R. W. & Campbell, I. H. (1990): Stirring and structure in mantle starting plumes. – *Earth and Planetary Science Letters*, 99: 66–78.
- Hager, B. H.; Clayton, R. W.; Richards, M. A.; Comer, R. P. & Dziewonski, A. M. (1985): Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. – *Nature*, 313: 541–545.

- Hartley, R. A.; Roberts, G. G.; White, N. & Richardson, C. (2011): Transient convective uplift of an ancient buried landscape. – *Nature Geoscience*, 4: 562–565.
- Heidbach, O.; Rajabi, M.; Cui, X.; Fuchs, K.; Müller, B.; Reinecker, J.; Reiter, K.; Tingay, M.; Wenzel, F.; Xie, F.; Ziegler, M. O.; Zoback, M.-L. & Zoback, M. (2018): The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. – *Tectonophysics*, 744: 484–498.
- Japsen, P.; Chalmers, J. A.; Green, P. F. & Bonow, J. M. (2012): Elevated, passive continental margins: Not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation. – *Global and Planetary Change*, 90–91: 73–86.
- Kley, J. & Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. – *Geology*, 36 (11): 839–842.
- Kübler, S.; Frieling, D.; Rieger, S. M. & Friedrich, A. M. (2024): Vorläufige Bewertung der reaktivierten Intraplattenstörungen im Bereich der Donau-Störung seit dem Miozän. – *Geologica Bavarica*, 130: 262–276, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kürschner, T. & Schwenk, M. A. (2024): Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 127–143, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Lithgow-Bertelloni, C. & Richards, M. A. (1998): The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions. – *Reviews of Geophysics*, 36: 27–78.
- Lovell, B. (2010): A pulse in the planet: regional control of high-frequency changes in relative sea level by mantle convection. – *Journal of the Geological Society of London*, 167: 637–648.
- Ludat, A. L.; Dusingizimana, M. W.; Friedrich, A. M.; Aßbichler, D.; Zebari, M. & Kahle, B. (2024): Geologisch-Petrologische Charakterisierung der Störungszonen im Vorderen Bayerischen Wald im Hinblick auf Datierbarkeit der Störungsaktivität. – *Geologica Bavarica*, 130: 56–88, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- McKenzie, D. (1977): Surface deformation, gravity anomalies and convection. – *Geophysical Journal International*, 48: 211–238.
- McKenzie, D.; Nimmo, F.; Jackson, J. A.; Gans, P. B. & Miller, E. L. (2000): Characteristics and consequences of flow in the lower crust. – *Journal of Geophysical Research*, 105 (B5): 11029–11046.
- McKenzie, D. & Jackson, J. (2002): Conditions for flow in the continental crust. – *Tectonics*, 21 (6): 5-1–5-7.
- McQuarrie, N. & Rodgers, D. W. (1998): Subsidence of a volcanic basin by flexure and lower crustal flow: The eastern Snake River Plain, Idaho. – *Tectonics*, 17 (2): 203–220.
- McQuarrie, N. & Chase, C. G. (2000): Raising the Colorado plateau. – *Geology*, 28 (1): 91–94.
- Meschede, M. & Warr, L. N. (2019): *The Geology of Germany: A Process-Oriented Approach*: 304 S., Springer.
- Morgan, W. J. (1965): Gravity anomalies and convection currents: 1. A sphere and cylinder sinking beneath the surface of a viscous fluid. – *Journal of Geophysical Research*, 70 (24): 6175–6187.
- Morgan, W. J. (1971): Convection plumes in the lower mantle. – *Nature*, 230 (5288): 42–43.

- Rainbird, R. H. & Ernst, R. E. (2001): The sedimentary record of mantle-plume uplift. In: Ernst R. E. & Buchan, K. L. [Hrsg.]: *Mantle Plumes: their identification through time.* – Geological Society of America Special Paper, 352: 227–245.
- Ratschbacher, L.; Frisch, W.; Linzer, H.-G. & Merle, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. – *Tectonics*, 10 (2): 257–271.
- Reicherter, K.; Froitzheim, N.; Jarosiński, M.; Badura, J.; Franzke, H.-J.; Hansen, M.; Hübscher, C.; Müller, R.; Poprawa, P.; Reinecker, J.; Stackebrandt, W.; Voigt, T.; von Eynatten, H. & Zuchiewicz, W. (2008): Alpine tectonics north of the Alps. In: McCann, T. [Hrsg.]: *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic: 1233–1285*, The Geological Society of London.
- Ritter, J. R. R. (2007): The Seismic Signature of the Eifel Plume. In: Ritter, J. R. R. & Christensen, U. R. [Hrsg.]: *Mantle Plumes: A Multidisciplinary Approach: 379–404*, Springer.
- Royden, L. H.; Burchfiel, B. C.; King, R. W.; Wang, E.; Chen, Z.; Shen, F. & Liu, Y. (1997): Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. – *Science*, 276 (5313): 788–790.
- Rudge, J. F.; Champion, M. E. S.; White, N.; McKenzie, D. & Lovell, B. (2008): A plume model of transient diachronous uplift at the Earth's surface. – *Earth and Planetary Science Letters*, 267 (1-2): 146–160.
- Saunders, A. D.; Fitton, J. G.; Kerr, A. C.; Norry, M. J. & Kent, R. W. (1997): The north Atlantic igneous province. – *Geophysical monograph series*, 100: 45–93.
- Schaber, K.; Bunge, H.-P.; Schuberth, B. S. A.; Malservisi, R. & Horbach, A. (2009): Stability of the rotation axis in high-resolution mantle circulation models: Weak polar wander despite strong core heating. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10: Q11W04.
- Schuberth, B. S. A.; Piazzoni, A.; Bunge, H.-P.; Igel, H.; Steinle-Neumann, G.; Moder, C. & Oeser, J. (2007): Self-consistent Synthetic Mantle Discontinuities From Joint Modeling of Geodynamics and Mineral Physics and Their Effects on the 3D Global Wave Field. – *AGU Fall Meeting Abstracts 2007: D151B-09*.
- Schuberth, B. S. A.; Bunge, H.-P.; Steinle-Neumann, G.; Moder, C. & Oeser, J. (2009a): Thermal versus elastic heterogeneity in high-resolution mantle circulation models with pyrolite composition: High plume excess temperatures in the lowermost mantle. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10: Q01W01.
- Schuberth, B. S. A.; Bunge, H.-P. & Ritsema, J. (2009b): Tomographic filtering of high-resolution mantle circulation models: Can seismic heterogeneity be explained by temperature alone? – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10: Q05W03.
- Şengör, A. M. C. (2016): What is the use of the history of geology to a practicing geologist? The propaedeutical case of stratigraphy. – *The Journal of Geology*, 124(6): 643–698.
- Şengör, A. M. C. (2001): Elevation as indicator of mantle-plume activity. In: Ernst R. E. & Buchan, K. L. [Hrsg.]: *Mantle Plumes: their identification through time.* – Geological Society of America Special Papers, 352: 183–225.
- Seton, M.; Müller, R. D.; Zahirovic, S.; Gaina, C.; Torsvik, T.; Shephard, G.; Talsma, A.; Gurnis, M.; Turner, M.; Maus, S. & Chandler, M. (2012): Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. – *Earth-Science Reviews*, 113 (3-4): 212–270.

- Sleep, N. H. (1997): Lateral flow and ponding of starting plume material. – *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5): 10001–10012.
- Sloss, L. L. (1963): Sequences in the cratonic interior of North America. – *Geological Society of America Bulletin*, 74(2): 93–114.
- Stotz, I. L.; Vilacís, B.; Hayek, J. N.; Bunge, H.-P. & Friedrich, A. M. (2021): Yellowstone plume drives Neogene North American plate motion change. – *Geophysical Research Letters*, 48 (18): e2021GL095079.
- Underhill, J. R. (2001): Controls on the genesis and prospectivity of Paleogene palaeogeomorphic traps, East Shetland Platform, UK North Sea. – *Marine and Petroleum Geology*, 18 (2): 259–281.
- Vibe, Y.; Bunge, H.-P. & Clark, S. R. (2018): Anomalous subsidence history of the West Siberian Basin as an indicator for episodes of mantle induced dynamic topography. – *Gondwana Research*, 53: 99–109.
- White, N. & McKenzie, D. (1988): Formation of the "steer's head" geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle. – *Geology*, 16: 250–253.
- White, N. & Lovell, B. (1997): Measuring the pulse of a plume with the sedimentary record. – *Nature*, 387 (6636): 888–891.
- Wilson, M. & Downes, H. (2006): Tertiary–Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. In: Gee, D. G. & Stephenson, R. A. [Hrsg.]: *European Lithosphere Dynamics*. – Geological Society of London, *Memoirs*, 32: 147–166.
- Wilson, J. T. (1973): Mantle plumes and plate motions. – *Tectonophysics*, 19 (2): 149–164.
- Zebari, M.; Friedrich, A. M.; Ludat, A. L.; Kahle, B.; Rieger, S. M. & Kübler, S. (2024): The role of late Cenozoic intraplate tectonic in shaping the topography of the Bavarian Forest, southwestern Bohemian Massif, Germany. – *Geologica Bavarica*, 130: 35–55, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Ziegler, P. A. & Dèzes, P. (2006): Crustal evolution of Western and Central Europe. In: Gee, D. G. & Stephenson, R. A. [Hrsg.]: *European Lithosphere Dynamics*. – Geological Society of London, *Memoirs*, 32: 43–56.

Bildrechte

- Anke Friedrich: LMU Lehrstuhl für Geologie, München: Abb. 1, Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5, Abb. 6, Abb. 7
- Ingo Stotz: LMU Lehrstuhl für Geophysik, München: Abb. 2

Tab. 1: Übersicht über die unterschiedlichen Effekte an der Erdoberfläche, die durch einen vertikal aufsteigenden und seitlich zerfließenden Mantelplume-Kopf verursacht werden. Diese Phänomene treten systematisch in zeitlicher und räumlicher Nachbarschaft auf. Dieser reichhaltige Formenschatz muss sichtbar gemacht werden, um die Dimensionen der Fernwirkungen eines Mantelplume-Systems richtig einschätzen zu können. Nur so können einige Ursachen lokaler Spannungen korrekt zugeordnet werden. Das Plume-Zentrum befindet sich in der Regel direkt über dem vertikal aufsteigenden Plume und seiner Achse. Der distale Bereich ist nicht unmittelbar tektonisch von der Reaktion der Lithosphäre betroffen, stellt jedoch den Bereich dar, der hypothetisch die Sedimente aufnimmt, die durch komplexe Erosions- und Transportvorgänge in großer Ferne abgelagert werden. Wir definieren hier erstmalig eine Plume-Randzone – analog zur Plattenrandzone – als den Bereich der Lithosphäre, der sich über dem aktiv zerfließenden Plume-Kopf befindet. Dieser Bereich wird insbesondere von episodisch auftretenden asthenosphärischen Strömungen unterlagert, die zu entsprechenden Vertikalbewegungen, Beckeninversionen sowie Reaktivierungen von Störungen und Klüften führen. Es werden einige Beispiele genannt.

Stadium in Abb. 3	Verhalten des konvektierenden Erdmantels		Verhalten der Lithosphäre – Erdoberflächenausdruck			Mechanismen	Geometrie & Phasen
	Mantelsäule	Asthenosphäre	Plume-Zentrum	Plume-Randzone	Distaler Bereich		
A	Erstes Ablösen des Plume-Kopfes an der Kern-Mantel-Grenze (isoviskos)	Noch nicht ausgeprägt	Beginnende breite Hebung und Erosion mit niedriger Amplitude (Südöstlich Afrika – Madagaskar)	Noch nicht ausgeprägt	Kein direkter tektonischer Einfluss, Sedimentakkumulation beginnt	Nur falls isoviskoser Mantel: Oberflächenausdruck breit, aber geringe Hebungseffekte noch nicht nachgewiesen	
B1	Aufsteigen des wachsenden Plume-Kopfes durch den unteren Mantel (höhere Viskosität im unteren Mantel)	Verdrängung von Asthenosphärenmaterial an der Viskositätsgrenze zwischen unterem und oberem Mantel/der Asthenosphäre bedingt Asthenosphärenstrom	Wahrscheinlich noch kein Ausdruck an der Erdoberfläche, Effekte durch den oberen Mantel/den Asthenosphärenstrom gepuffert.			Zunehmende dynamische Hebung bei sich verringerndem Radius und klare Randzone nur an der Grenze zwischen unterem Mantel und oberem Mantel	Erste Phase:
B2	Fortgeschrittenes Stadium des Plume-Kopf-Aufstieges, (Eindringen in den geringer-viskosen oberen Mantel)	Setzt asthenosphärische Ausgleichströmungen in Gang	Kuppel maximal etwa 1000 km breit, und 1–2 km hoch breit angelegte Erosion, Freilegung des Grundgebirges, radialförmige Drainage (Cox 1989)	Zunächst Verhalten mit Zentrum, dann keine	Kein tektonischer Einfluss	Fortschreitende dynamische Hebung bei wachsender Amplitude, dabei kleiner werdendem Fußabdruck, Verzögerte Ausbildung der Randzone, die zunächst Teil des Zentrums ist	Aufstieg –

Stadium in Abb. 3	Verhalten des konvektierenden Erdmantels		Verhalten der Lithosphäre – Erdoberflächen Ausdruck			Mechanismen	Geometrie & Phasen
	Mantelsäule	Asthenosphäre	Plume-Zentrum	Plume-Randzone	Distaler Bereich		
			(Afar 33 Ma & Rotes Meer)	weitere Hebung, aber Ausbildung einer inter-regionalen Diskordanzfläche durch Sedimenteintrag	Sedimentakkumulation Paradiskordanzen, Provenienz: inverse Stratigraphie und Ablagerung der Grundgebirgsklasten		radialförmige
C	Maximaler Aufstieg des Plumes, Stauung an der Lithosphärenbasis	Beginnende Ausbreitung des Plume-Kopfes als Asthenosphärenstrom (Poiseuillestrom)	Deutliche Aufwölbung, Radialstrahlige Gangschwärme	(erste Inversion)		Effekte am stärksten direkt über dem Plume, Interaktion mit darüberliegender Lithosphärenplatte	Signale
D			Mechanischer Kollaps des Doms, Senkung durch Bildung schmaler Gräben in 120° Winkeln, interner Abfluss, klimatische Sedimente	Erneute Hebung, zweite Inversion Bildung einer neuen Erosionsfläche,	Kein direkter tektonischer Einfluss (leichte isostatische Reaktion)		
			Voluminöse Flutbasalteruptionen (Afar 33 Ma, NAIP 62 Ma, Columbia-River FB 17 Ma)	Umorganisation der Entwässerungsnetze, neue Wasserscheidenbildung, Sedimentumlagerung	Sedimentakkumulation Paradiskordanzen,	Klimax des Plume-Kopf-Aufstiegs	Zweite Phase:

Stadium in Abb. 3	Verhalten des konvektierenden Erdmantels		Verhalten der Lithosphäre – Erdoberflächen Ausdruck			Mechanismen	Geometrie & Phasen
	Mantelsäule	Asthenosphäre	Plume-Zentrum	Plume-Randzone	Distaler Bereich		
E	Abflachung des Plume-Kopfes und sein seitliches Zerfließen	Episodischer Asthenosphärenstrom	Weitere Absackung, anhaltender Vulkanismus beginnendes breites Rifting; thermische Reaktion der Lithosphäre, Änderung des Spannungsfeldes (?)	Änderung des regionalen Spannungsfeldes, episodische Hebung, Reaktivierung von Störungen, Kluftbildung, leichter Vulkanismus, Erosion Intraplattentektonik (Bayerischer Wald & Mitteleuropa in der Späten Kreide)	Provenienz: inverse Stratigraphie und Ablagerung der ersten Klasten, die auf die Gegenwart eines Mantelplumes hinweisen (Basalt) zunehmender Reifegrad der Sedimente durch Umlagerung	Übertragung der Spannungen auf die Lithosphäre. Interaktion mit dem Platten-Modus durch Zusammenwirken der Couette- und Poiseuille-Kräfte	divergentes Zerfließen des Plume-Kopfes, horizontale asthenosphärische Strömung in
F	Thermische Reaktion der Lithosphäre und weitere episodischer Aufstieg von Mantelmaterial	Sich abschwächende, aber episodisch fortsetzende Asthenosphärenschübe, je nach Komplexität des Systems Möglicherweise breites Rifting und Öffnung eines Ozeans mit Bildung eines Aulakogens (aufgegebener Riftarm)	Hotspot-Phase (ohne Plume-Kopf) Schmelzherkunft nun auch aus der Lithosphäre (Hawaii, Yellowstone)	Episodische Aktivität (Änderung der Spannungsrichtung, Vulkanismus, Reaktivierungen von Störungen und Klüften, Vertikalbewegungen & Beckeninversionen) Tensionale (Becken- und Rücken Provinz) oder kompressive Intraplattentektonik (Bayerischer Wald & Mitteleuropa)	Konforme stratigraphische Folge Zunahme von Schichtlücken und Diskordanzen	Plume-Achsbereich bleibt aktiv Plume-Randzone entweder tensional oder kompressiv Thermische Diffusion langsamer & länger als die Übertragung der mechanischen Kräfte (instantan und dynamisch)	Abhängigkeit der Beschaffenheit der Lithosphäre
(G)	Versiegen des Plume-Materials	Normalisierung des Bereiches	Weit verbreitete und langanhaltende Absenkung, „Stierkopf-Diskordanz“ (White & McKenzie 1988) Sedimentakkumulation weiterhin aktiv, aber keine tektonischen Effekte (Beispiel: Sibirische Flutbasaltprovinz)			Thermische Abkühlung und Kontraktion der Lithosphäre	Nimmt die Form der mechanischen und thermischen Anomalie an

The role of late Cenozoic intraplate tectonic in shaping the topography of the Bavarian Forest, southwestern Bohemian Massif, Germany

Mjahid Zebari, Anke M. Friedrich, Alina L. Ludat, Beth Kahle, Stefanie M. Rieger & Simon Kübler

1	Introduction	37
2	Geology and topography of the Bavarian Forest	39
3	Data and methods	42
3.1	Topographic swath profiles	42
3.2	Landscape analyses	42
3.3	River profile analyses and knickpoints	42
4	Results	43
4.1	Topographic swath profile	43
4.2	Hypsometric integral	45
4.3	Knickpoint distribution and river profiles	46
4.4	Chi index and drainage divides	47
5	Interpretation	47
6	Discussion	48
7	Limitations	50
8	Conclusions	51
9	Acknowledgments	51

Abstract

According to standard plate tectonic theory, intraplate regions such as Central Europe should exhibit minimal topography. The presence of the German uplands, or, low mountain ranges, therefore, has long puzzled geologists. If the effective erodibility is insufficient to explain relief variations resulting from long-term erosion wearing down the late Paleozoic Variscan orogen, tectonic forces other than standard plate tectonics – mountain building processes – must be at work. The Bavarian portion of the German Low Mountain Ranges, the Bavarian Forest, has been neglected in such recent morphotectonic studies, perhaps, because major bounding fault zones lack recent seismic activity and are not considered as potentially active intraplate faults. The Bavarian Forest is a fault-block mountain range, and its topography rises northeastward from the Danube fault adjacent to the Northern Alpine Foreland Basin to the planation surfaces along the main drainage divide between the Danube and Vltava

ivers. To investigate the role of Cenozoic tectonics on the landscape of the southwestern sector of the Bohemian Massif, specifically, the Bavarian Forest in which crystalline basement rocks are exposed, we investigate the topographic signature through a combination of geomorphic and river profile analyses and in a geological context. Our topographic analyses include the hypsometric integral, Chi (χ) index, and knickpoint distribution along the rivers obtained from Copernicus GLO-30 DEMs.

Our results reveal distinct variations in the evolved landscape of basement rocks in the Bavarian Forest, showing variations both along- and across-strike of the known fault zones. In the Hinterer Bayerischer Wald northeast of the Pfahl fault zone, areas with high relief also yield elevated ridges along the drainage divide. In the NW–SE-oriented Vorderer Bayerischer Wald, along-strike variations in topography are expressed by a topographically low plateau in the northeastern segment, a relatively sharp and asymmetric (steeper southwest slope) ridge in the central segment, and an intensively incised southeastern segment where the Danube River and its tributaries incise deeply into basement rocks. The distribution of knickpoints in the southeastern portion signifies the boundary between extensively incised lower areas and less incised upper areas. Along the Pfahl fault zone, knickpoints are abundant along south-flowing rivers in the southeastern segment and relatively fewer along north-flowing rivers in the central segment. Furthermore, the river profile for the Danube's tributaries (e.g., Regen) in the central and northwestern segments is smoother than for those (e.g., Ilz) in the southeastern segment. Furthermore, Chi shows asymmetry across the drainage divide between the Danube and Vltava rivers.

Within the studied scale of the Bavarian Forest (about 150 km), the climatic conditions are not expected to vary significantly. Differences in rock types in the Bavarian Forest appear to exert minimal influence on the evolved landscape. This suggests that the along-strike variation in topography must be a result of differential surface uplift. Broad surface uplift of the Northern Alpine Foreland Basin and beyond, since prior to 6 Ma, may have also affected the southern regions of the Bohemian Massif, resulting in the rejuvenation of topography in the Bavarian Forest, notably within its southeastern segment. Thus, it is expected that the driving forces for the broad-scale recent surface uplift event(s), which affected the Bavarian Forest, also reactivated the major bounding faults. Erosion rates and the timing of active faulting, therefore, are essential parameters to place constraints on geodynamic models involving broad surface uplift of intraplate regions.

Zusammenfassung

Nach plattentektonischen Gesichtspunkten sollten Regionen, die, wie Mitteleuropa innerhalb einer Platte liegen, eine minimale Topographie aufweisen. Die Präsenz erhöhter Topographie in den deutschen Mittelgebirgen hat Geologen daher lange Zeit vor Rätsel gestellt. Da deren Morphologie nicht als Resultat der gesteinsbedingt variablen Erodierbarkeit des variszischen Orogens gewertet werden kann, müssen andere als die klassischen tektonischen Prozesse der Gebirgsbildung eine Rolle spielen. Der bayerische Teil der deutschen Mittelgebirge, insbesondere auch der Bayerische Wald, wurde in neueren morphotektonischen Studien kaum beachtet. Ein Grund hierfür könnte in der nahezu fehlenden rezenten seismischen Aktivität der großen angrenzenden Störungszonen liegen, so dass diese infolgedessen nicht als potentiell aktive Intraplattenstörungen angesehen werden. Der Bayerische Wald ist ein Bruchschollengebirge, dessen Topographie in nordöstlicher Richtung von der an das nördliche Alpenvorlandbecken angrenzenden Donau-Störung zu den Einebnungsflächen entlang der Hauptwasserscheide zwischen den Flüssen Donau und Moldau (Vltava) ansteigt. Um die Bedeutung der känozoischen Tektonik für die Landschaftsentwicklung der südwestlichen Böhmisches Masse zu erfassen, wurden morphologische Parameter im kristallinen Grundgebirge des Bayerischen Walds analysiert. Hierzu erfolgte eine integrierte Untersuchung von geo- und flussmorphologischen Profilen unter Berücksichtigung des geologischen Kontextes. Die topographischen Analysen umfassen,

basierend auf den Copernicus GLO-30-DEMs, außerdem Untersuchungen des hypsometrischen Integrals, des Chi (χ)-Indexes sowie der Verteilung von Knickpunkten entlang von Flussläufen.

Die Ergebnisse zeigen, sowohl entlang als auch quer zum Streichen der bekannten Störungszonen, deutliche Variationen in der Morphologie der Grundgebirgslandschaft des Bayerischen Waldes. Im Hinteren Bayerischen Wald, nordöstlich des Pfahls, befindet sich ein Bereich mit erhöhtem Relief, der auch die Wasserscheide von Donau und Moldau bildet. Im NW-SE verlaufenden Vorderen Bayerischen Wald kommen die Variationen in Streichrichtung der Topographie durch ein topographisch niedriges Plateau im nordöstlichen Abschnitt, einen relativ scharfen und asymmetrischen (steilerer Südwesthang) Rücken im mittleren Abschnitt und einen intensiv eingeschnittenen, südöstlichen Abschnitt, in dem die Donau und ihre Nebenflüsse tief in das Grundgebirge einschneiden, zum Ausdruck. Die Verteilung der Knickpunkte im südöstlichen Teil stellt die Grenze zwischen den stark eingeschnittenen unteren Bereichen und den weniger stark eingeschnittenen oberen Bereichen dar. Entlang des Bayerischen Pfahls treten an den südwärts fließenden Flüssen im südöstlichen Abschnitt viele Knickpunkte auf, während sie an den nordwärts fließenden Flüssen im mittleren Abschnitt verhältnismäßig selten sind. Darüber hinaus weisen die Nebenflüsse der Donau (z. B. der Regen) im mittleren und nordwestlichen Abschnitt ein glatteres Flussprofil auf als die Nebenflüsse im südöstlichen Abschnitt (z. B. die Ilz). Außerdem zeigt der Chi (χ)-Index eine Asymmetrie an der Wasserscheide zwischen Donau und Moldau.

Innerhalb der untersuchten Region des Bayerischen Waldes (ca. 150 km Längserstreckung) variieren die klimatischen Bedingungen nicht signifikant. Der Einfluss der unterschiedlichen Gesteinstypen auf die Entwicklung der Morphologie scheint im Bayerischen Wald minimal zu sein. Dies deutet darauf hin, dass die Variationen in Streichrichtung der Topographie eine Folge der unterschiedlich starken Hebung der Oberfläche sein müssen. Die weiträumige Hebung des Nördlichen Alpenvorlandes und der angrenzenden Gebiete, die seit mehr als 6 Millionen Jahren andauert, könnte sich auch auf die südlichen Regionen der Böhmisches Masse ausgewirkt und vor allem in seinem südöstlichen Teil zu einer Verjüngung der Topographie des Bayerischen Waldes geführt haben. Es ist daher davon auszugehen, dass die Antriebskräfte die für die großräumige Hebung der Oberfläche in jüngster Zeit verantwortlich waren und den Bayerischen Wald beeinflussten, auch die großen angrenzenden Störungen reaktivierten. Erosionsraten und die zeitliche Einordnung aktiver Störungen sind daher wesentliche Parameter, um geodynamische Modelle zu entwickeln, die großflächige Hebungen von Intraplattenregionen erklären.

1 Introduction

The German Low Mountain Ranges have experienced intraplate tectonic deformation, known as 'Schollentektonik' (e.g., Lotze 1937; Kley 2013; Şengör 2019) long after the late Paleozoic Variscan orogeny had ended. Some models suggest that the reactivation of structures in the northern foreland of the Alps could be linked kinematically to the formation of the Alps or the Pyrenees (Şengör 1976; Kley & Voigt 2008). If these models are accurate, it would imply that the morphology and faults of the German Low Mountain Ranges are relatively young, likely of Cenozoic age (e.g., Reicherter et al. 2008). However, there are limited data on the absolute timing of fault reactivation and erosion rates to test such models. The data are particularly sparse in areas that are seismically quiescent relative to their surroundings, such as the Danube fault (Kübler et al. 2024), which bounds the Bavarian Forest (Bayerischer Wald), southwestern margin of the Bohemian Massif, in the southwest. Quantifying erosion rates is particularly challenging, with some studies suggesting that long-term steady erosion, influenced by climatic variations, is the primary driver of erosion in intraplate continental regions, aligning with standard plate tectonic theory. In this scenario, major differences in topography would be primarily the result of differences in rock erodibility.

Topography naturally evolves toward a steady-state equilibrium in which erosion balances rock uplift (Montgomery 2001). The present-day topography within tectonic blocks may arise from a long-term dynamic equilibrium in relief, influenced by rock erodibility, or it may manifest because of rejuvenation processes driven by perturbation from climatic shifts or tectonics (Gallen et al. 2013). Considering the temporal and spatial scale of possible processes allows the relative contributions of, for example, tectonic and climatic forces as well as variations in rock erodibility to be investigated (Kirby & Whipple 2012; Perne et al. 2017; Leonard et al. 2023). In modern landscapes, rapid processes (erosion and sedimentation) and rapid climatic fluctuations might have prevented these landscapes from reaching steady-state conditions (Whipple 2001). The time required for reaching a steady-state may be on the order of millions of years, depending on the erosion and rock uplift processes (Whipple 2001; Willett et al. 2014).

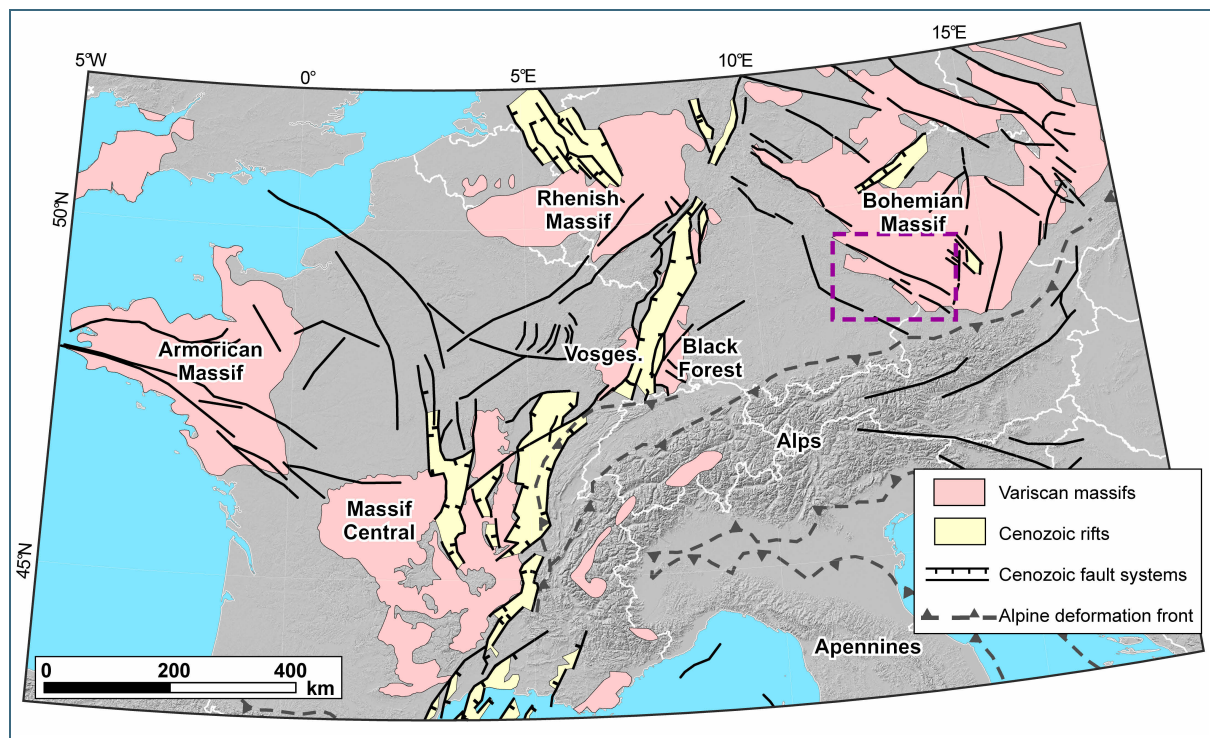


Fig. 1: Distribution of the Variscan basement rocks in central Europe (modified after Franke 2014) and the European Cenozoic Rift System with the Cenozoic fault systems (modified after Ziegler & Dèzes 2007). Hillshade in the background from SRTM 90 DEM. The dashed purple box denotes the location of Fig. 2.

The Bohemian Massif, among other Variscan basement massifs in Central Europe (Fig. 1), is thought to have had a positive topography through most of Mesozoic and Cenozoic time (Ziegler & Dèzes 2007; Franke 2014). During the late Cretaceous and Paleocene, the Bohemian Massif was beveled by erosion, referred to by some as a peneplain (Ziegler & Dèzes 2007, and references therein). Additionally, reorganization of the drainage system in the Bohemian Massif, and the main drainage divide has moved southeastward from near Prague to its present-day location along the Czech-Austria border since the Oligocene (Suhr 2003; Tyráček & Havlíček 2009). Furthermore, a regional uplift of the Bohemian Massif has been attributed by some authors to lithospheric buckling, which led to transpressional reactivation of pre-existing structures during the Miocene–Pliocene (Ziegler & Dèzes 2007). Along the southern part of the Bohemian Massif, the Northern Alpine Foreland basin was connected with the Para-Tethys (Vienna Basin) to the east until the late Miocene (Schuster & Stüwe 2022, and references therein). Regional inversion and uplift of the Northern Alpine Foreland basin have taken place since 6 Ma (Lemcke 1988; Genser et al. 2007; Baran et al. 2014). This uplift is also likely to have influenced rejuvenation of topography in the southern parts of the Bohemian Massif (Wetzlinger et al. 2023). However, these processes

are not well understood, and it is not clear how these late Cenozoic activities have influenced the evolved topography in the Bohemian Massif and specifically in the Bavarian Forest (Fig. 2).

In this work, we carried out geomorphic analyses on the landscape of the Bavarian Forest, southwestern margin of the Bohemian Massif, to investigate differences in erosional intensity along the Bavarian Forest in search of signs of topographic rejuvenation since the late Miocene that may be associated with the regional tectonics/uplift signal.

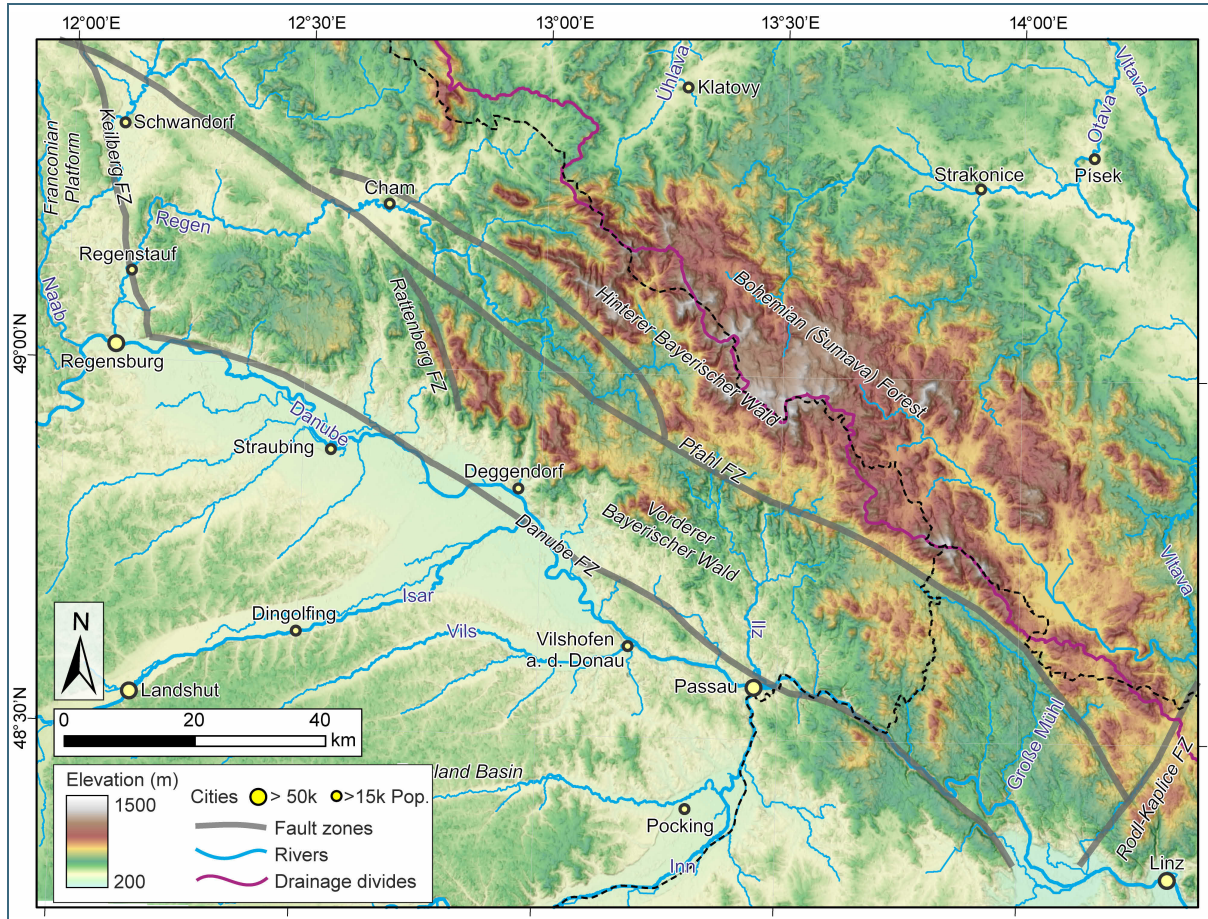


Fig. 2: Topographic map of the Bavarian Forest (from Copernicus GLO-30 DEM) along with main fault zones, main rivers, their tributaries, watershed divides, and cities. FZ; fault zone. The drainage divide is the continental drainage divide between the Danube River that drains into the Black Sea and Vltava, a tributary of Elbe River, that drains to the North Sea.

2 Geology and topography of the Bavarian Forest

The Bavarian Forest is located along the southwestern margin of the Bohemian Massif, which is one of the Variscan basement units in central Europe. It extends for about 150 km from northwest to southeast and about 50 km from northeast to southwest (Fig. 2). The Bavarian Forest consists of high-grade metamorphic and partly anatectic rocks of the Moldanubian unit (it is also referred to as Bavaricum in the Bavarian Forest) that were intruded by granitic rocks in the late stage of the Variscan orogeny. These rocks of the Bavarian Forest were formed during Carboniferous high-temperature metamorphic and magmatic events (Brandmayr et al. 1995; Vamvaka et al. 2014). The Bavarian Forest is segmented mainly by NW–SE trending strike-slip faults (Brandmayr et al. 1995; Mattern 2001; Eberts et al. 2021). While in the southern part of the Bohemian Massif to the east of Bavarian Forest, NNE–SSW trending strike-slip faults are dominant (Brandmayr et al. 1995). These two fault systems were

interpreted to have formed as late Variscan conjugate systems and have reactivated later during post-Variscan deformation phases and the Alpine Orogeny (Brandmayr et al. 1995). The two main fault zones within the Bavarian Forest are the Pfahl and Danube fault zones (Figs. 2 and 3). The Pfahl fault divides the Bavarian Forest into the Hinterer Bayerischer Wald (HBW; Rear Bavarian Forest) to the northeast and the Vorderer Bayerischer Wald (FBW; Frontal Bavarian Forest) to the southwest. The extension of the HBW in the Czech Republic is manifested by a NE–SW trending and topographically high swath area (with a width of more than 20 km) of the Šumava mountains (also called the Bohemian Forest). The Danube fault, along its northwestern segment, separates the Bavarian Forest from the Northern Alpine Foreland basin. To the southeast, the basement rocks are exposed to the southwest of the Danube fault zone (Fig. 3).

The Variscan units of the Bohemian Massif were exposed during the Carboniferous-Permian time as they were shedding sediments into the adjacent basins to the west of the Franconian Line and along the northwestern segment of the Pfahl and Danube faults (Schröder 1987; Schröder et al. 1997). The Bohemian Massif and other Variscan basement units in Central Europe (Fig. 1) are thought to have had a relatively positive topography through most of the Mesozoic and Cenozoic periods (Ziegler & Dèzes 2007; Franke 2014). In the Mesozoic, the southwestern margins of the massif were affected by transgressive events, and the margins of the Bavarian Forest were overstepped by relevant deposits (Schröder et al. 1997). Inversion tectonics occurred during the late Cretaceous–early Cenozoic (Schröder 1987; Ziegler & Dèzes 2007; Voigt et al. 2021; von Eynatten et al. 2021), and the Bohemian Massif was exposed to intense erosion, leading to a peneplain morphology (Ziegler & Dèzes 2007).

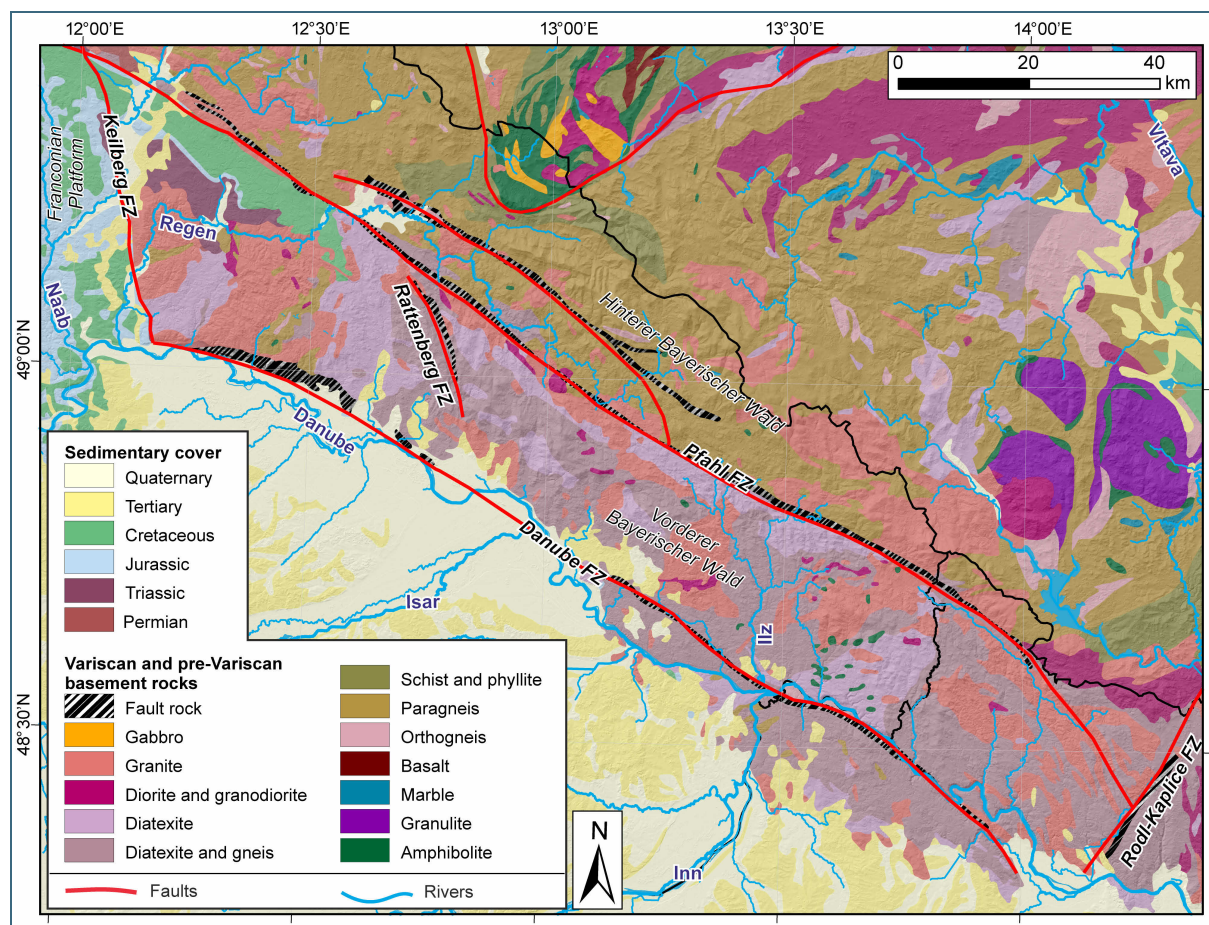


Fig. 3: Simplified geological map of the Bavarian Forest with main mapped fault zones (modified after Voges et al. 2006; Eberts et al. 2021). Hillshade in the background from Copernicus GLO-30 DEM.

Additionally, there was a reorganization of the drainage system between the Vltava River (that drains to the Elbe and then to the North Sea) and the Danube River (that drains to the Black Sea) during the late Miocene (Suhr 2003; Ziegler & Dèzes 2007; Schuster & Stüwe 2022). Since the Eocene, the drainage divide between the two watersheds has migrated southeastward from near Prague city to its present-day location along the Czech-Austrian border (Suhr 2003). The compressional reactivation of faults in the Bohemian Massif, including the Bavarian Forest, started in the mid-Miocene and continued to the Quaternary (Ziegler & Dèzes 2007). The Northern Alpine Foreland basin connected to the Para-Tethys until the late Miocene (Schuster & Stüwe 2022; references therein). Regional uplift of the Northern Alpine Foreland basin has taken place since 6 Ma (Lemcke 1988; Genser et al. 2007; Baran et al. 2014). This uplift is also likely to have influenced the Bohemian Massif; indeed, the Danube River has incised more than 300 m into the basement rocks of the massif. Uplift in the Bohemian Massif during the Pliocene and Quaternary led rivers to deeply incise into bedrock (Tyráček 2001; Ziegler & Dèzes 2007), including tributaries in the southern parts of the Bohemian Massif that run into the Danube River (Pöpll et al. 2022; Wetzlinger et al. 2023). Preliminary analysis of escarpments along the Danube fault and prolongation suggests young activities along some faults (Kübler et al. 2024). The mineralization phases on the fault surfaces within the VBW indicate several phases of fault reactivation (Ludat et al. 2024).

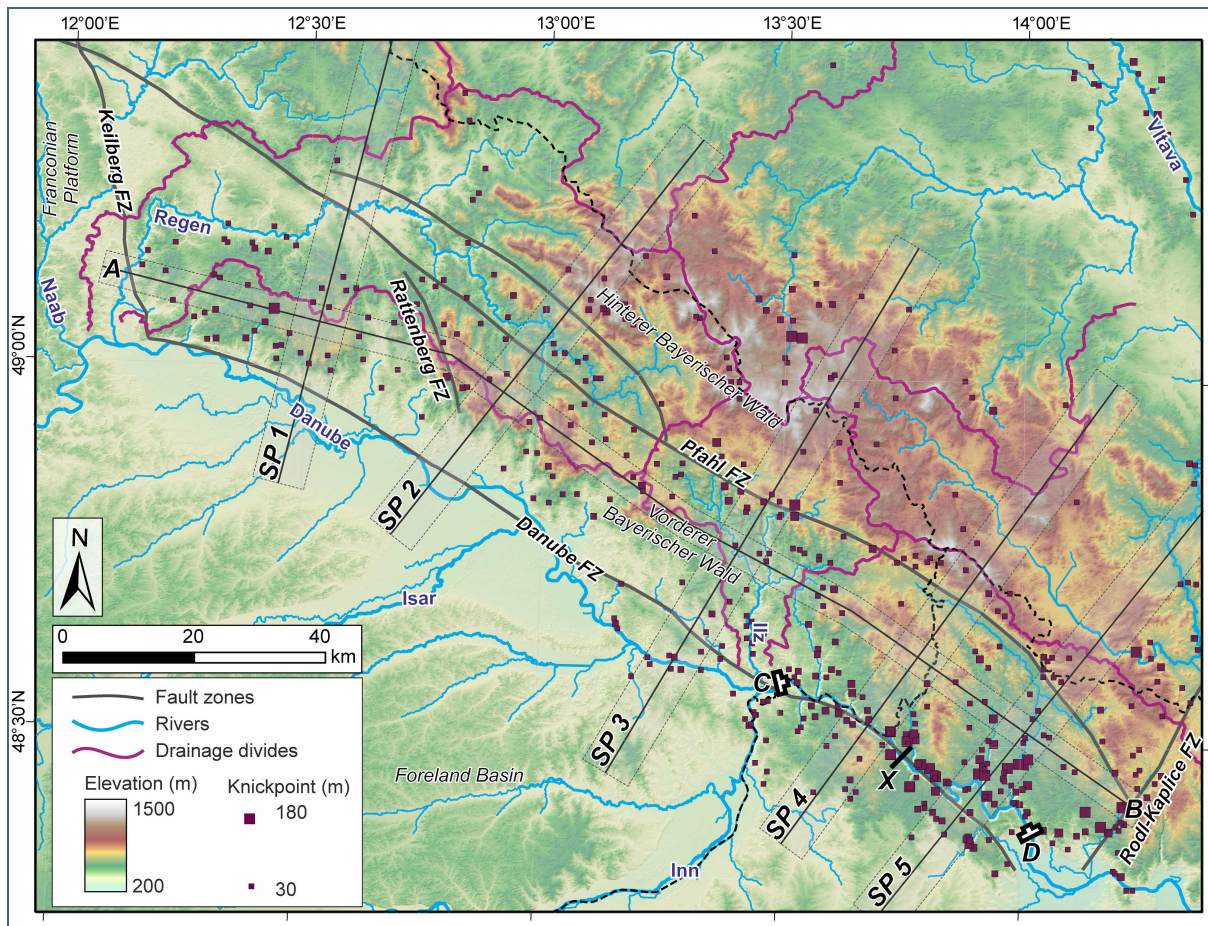


Fig. 4: Topography of the Bavarian Forest (from Copernicus GLO-30 DEM) along with main rivers, their tributaries, watershed divides, and distribution of detected knickpoints. Locations of topographic swath profiles (SP1-SP5 in Fig. 5, and A-B in Fig. 6) and other profiles (C-D and X in Fig. 10) are denoted on this map.

Topographically, the Bavarian Forest is considered a typical "Mittelgebirge", a low mountain range with elevations ranging from ~300 m to 1,456 m above sea level (Figs. 2 and 4). The topography is influenced by the main fault zones in the area, and the Danube fault zone marks the southwestern extension of the Bavarian Forest. The highest peaks extend approximately along the European watershed

divide between the Vltava River to the northeast and the Danube River to the southwest. The Regen and Ilz rivers are among the largest tributaries of the Danube River that cover the Bavarian Forest.

3 Data and methods

This work is based on geomorphological analyses of the Bavarian Forest. It includes quantitative analyses of landscape using morphometric indices and topographic swath profiles, as well as analyses of river profiles. For these, the morphometric analyses are conducted using topographic data from Copernicus GLO-30 DEM with 30 m spatial resolution from the European Space Agency, Sinergise (2021), and DGM of 1 m resolution from the Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de for some specific areas. The analyses were conducted using TopoToolbox 2 (Schwanghart & Scherler 2014) in MATLAB and ArcGIS Pro 3.0.3. Field work is also carried out to examine the geomorphological features.

3.1 Topographic swath profiles

Topographic profiles are valuable for understanding the nature of topography and its response to changes in tectonics and climate. However, local variations may artificially dominate a single, narrow profile. To overcome this problem, a wide swath (strip) along the transect is used to calculate statistical parameters (mean, maximum, minimum, and standard deviation) of elevation within the swath (Telbisz et al. 2013). Such a swath profile is more meaningful for our analysis. Here, we constructed five southwest–northeast trending 8 km wide swath profiles across the Bavarian Forest and a north-west-southeast trending 5 km wide swath profile along the VBW (Figs 4, 5, and 6).

3.2 Landscape analyses

To assess the relative variation in the evolved landscape in the Bavarian Forest landscape, we used the hypsometric integral (HI), which is a numerical measure derived from its hypsometric curve. For a given basin, the hypsometric curve emphasizes the basins' relative evolution. Convex-shaped hypsometric curves indicate youthful stages, while S-shaped and concave curves suggest more mature and peneplain stages characteristic of a steady-state topography (Strahler 1952; Ohmori 1993). The hypsometric integral (HI) is the ratio of area under the hypsometric curve (Strahler 1952). The hypsometric integral is computed for a certain area (window) (Pike & Wilson 1971) as:

$$HI = \frac{(h_{mean} - h_{min})}{(h_{max} - h_{min})}$$

where h_{mean} , h_{min} , and h_{max} are the mean, minimum, and maximum elevations of the examined area. It shows the variations in elevation within the examined area and it is used to highlight the erosional stage of a landscape, with high values corresponding to evolving landscapes and low values indicating advanced stages of erosion. The HI for Bavarian Forest was calculated for each point, considering a circle area with a 1.5 km radius around it.

3.3 River profile analyses and knickpoints

We extracted the stream network from the topographic data for the Bavarian Forest and conducted further analyses following the stream-power incision model (Howard 1994; Whipple & Tucker 1999), assuming simple detachment-limited conditions in which river incision into bedrock is governed by the upstream drainage area and the local river gradient:

$$E = KA^mS^n$$

where E is the erosion rate; K is an erodibility coefficient that includes the influence of climate, lithology, and sediment transport processes; A is the upstream drainage area and is taken as a proxy for stream discharge (Wobus et al. 2006); S is the local channel gradient; and m and n are the area and slope exponents, respectively. If the landscape is in steady-state, erosion cancels the effects of rock uplift (U), and there is no surface uplift (change in elevation; dz/dt).

$$\frac{dz}{dt} = U - E = 0$$

$$U - KA^m S^n = 0$$

The local channel slope is a function of the upstream drainage area (Flint 1974):

$$S = K_s A^{-\theta}$$

where $K_s = (U/K)^{1/n}$ is the channel steepness index and $\theta = m/n$ is the channel concavity index. The values of θ and K_s are estimated by linear regression in a log-log plot of channel slope against drainage area (Wobus et al. 2006; Kirby & Whipple 2012). The concavity of stream profiles in a uniform setting ranges between ~ 0.4 and 0.6 (Wobus et al. 2006; Kirby & Whipple 2012; Perron & Royden 2013). The Chi (χ) index for a river profile is derived from the power equation to overcome challenges associated with the slope-area analysis that comes from noisy topographic data (Perron & Royden 2013):

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^{\frac{m}{n}} dx$$

Chi (χ) values are calculated for each river segment with respect to base level (b); where A_0 is the reference drainage area and dx is the segment length. In steady-state, a river's Chi index correlates linearly with elevation. Additionally, Chi maps are useful to visualize whether drainage basins are losing or gaining catchment areas. As a result, the drainage divide is expected to migrate from basins with lower Chi values towards those with higher Chi values at the divide (Willett et al. 2014). To include only bedrock rivers in the analysis, we used a reference area (A_0) of 0.9 km^2 , m/n of 0.45 , and a base elevation of 330 m above sea level to calculate the Chi index for the Bavarian Forest.

In steady-state, rivers have a concave profile. However, knickpoints may occur along the river profile in response to different rock erodibility or tectonic displacement. Here, knickpoints are mapped using the 'knickpointfinder'-function in TopoToolbox 2, following the approach of Stolle et al. (2019), which conducts a geometrical comparison between real and ideal stream profiles based on the stream-power law. In this way, the lowermost geometry (concave profile) is matched, and the riverbed elevation is calculated to obtain vertical offsets. We calculated the knickpoints by taking the 30 m riverbed elevation as the base.

4 Results

4.1 Topographic swath profile

The topographic swath profiles (Figs. 5–6) depict the main topographic features within the Bavarian Forest. Five swath profiles cross the main fault zones (Fig. 5), and one lies along the strike of these zones within the VBW (Fig. 6). These topographic swath profiles allow comparing topographic features along- and across-strike of the main fault zones in the Bavarian Forest. The location of these fault zones is visible in the profiles across them. In general, the topography rises from the Northern Alpine Foreland basin toward the VBW and toward the HBW. Within the first two profiles (SP1 and SP2 in Fig. 5), the

topography to the southwest of the Danube fault zone is almost flat; in contrast profiles SP3, SP4, and SP5 show a relief to the southwest of the Danube fault where the basement rocks extend beyond the Danube fault zone there. The topography within the VBW also changes from one profile to another (Fig. 5).

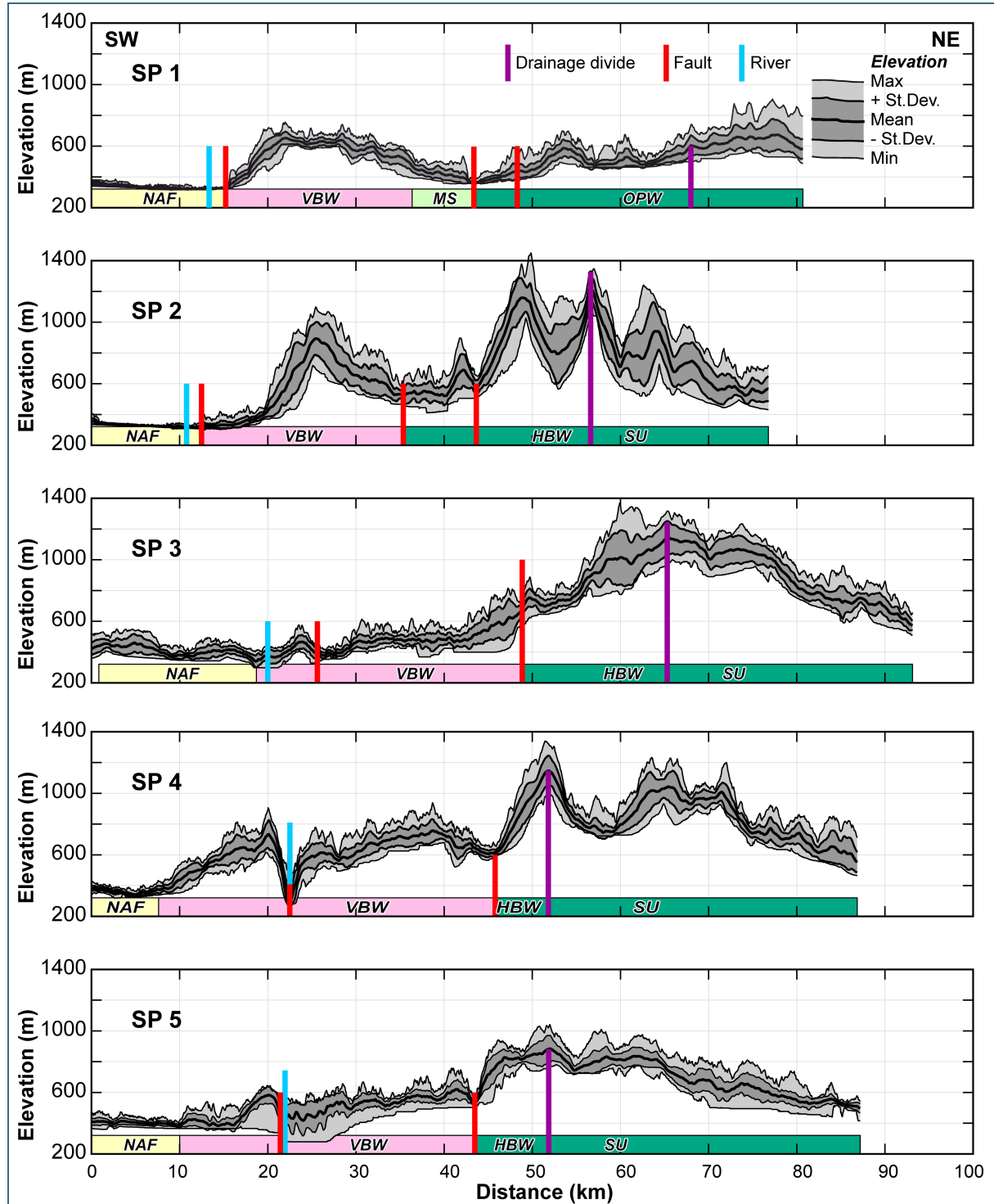


Fig. 5: Topographic swath profiles (constructed from Copernicus GLO-30 DEM) across the strike of fault zones within the Bavarian Forest. The profiles are constructed with an 8-km-swath width. Abbreviations: HBW: Hinterer Bayerischer Wald, MS: Mesozoic sedimentary rocks, NAF: North Alpine Foreland basin, OPF: Oberpfälzer Wald, SU: Šumava Mountains, VBW: Vorderer Bayerischer Wald. In SP4 and SP4, units in Austria are along-strike equivalent to those in Germany. For locations of the topographic swath profiles, see Fig. 4.

Within the VBW, there is: i) a topographic plateau with elevation reaching 740 m in the northwestern part (SP1); ii) a high and narrow ridge with elevation reaching 1,120 m (SP2); iii) a low and dissected landscape within the watershed of the Ilz River (SP3); iv) a relatively higher and less dissected topography around the Germany-Austria border (SP4); and v) a low and dissected landscape within the watershed of Große Mühl (in Austria) (SP5). These variations are also notable on the along-strike profile (Fig. 6). To the northeast of the HBW, there is a NE-SW trending and topographically high swath area (with a width of more than 20 km) of Šumava mountains in addition to the main drainage divide that extends into the Czech Republic within the watershed of the Vltava River (Fig. 5 from SP2 to SP5). This gives the impression of an elevated planation surface of the Šumava mountains along the drainage divide extending into the Czech Republic (Fig. 4).

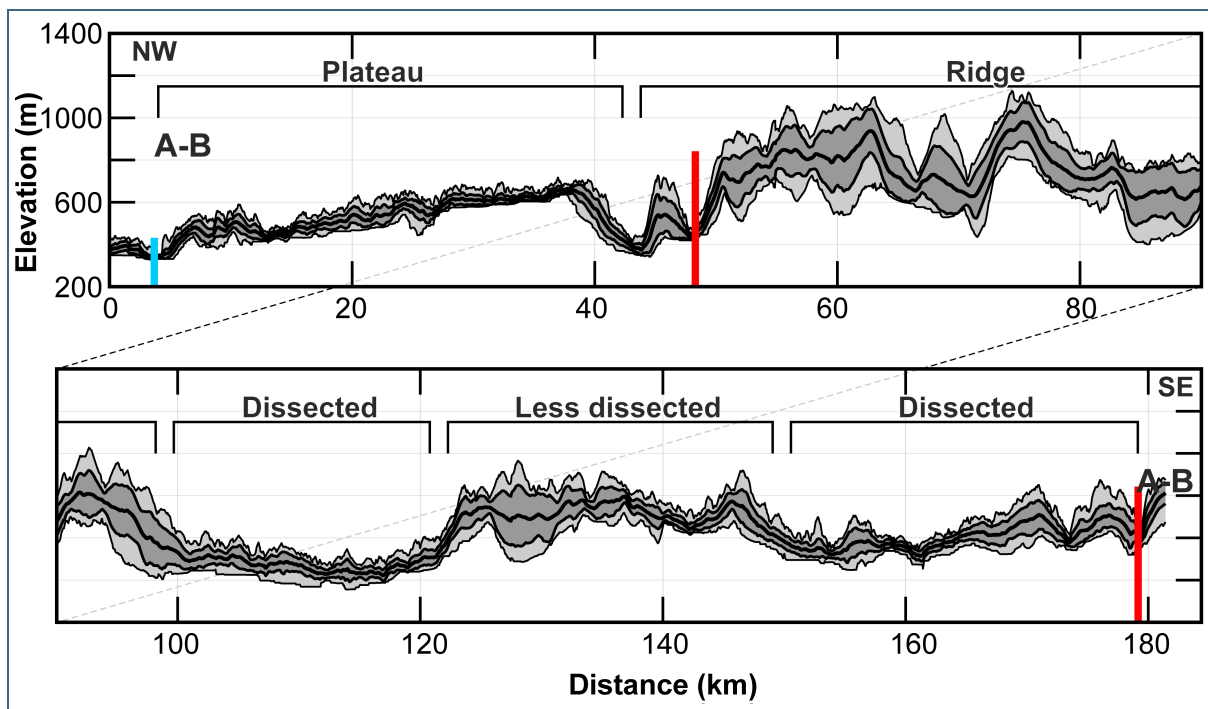


Fig. 6: A topographic swath profile (constructed from Copernicus GLO-30 DEM) along strike within the VBW. The profiles are constructed with a 5 km swath width. For location, see Fig. 4, and for legend, see Fig. 5.

4.2 Hypsometric integral

Based on the HI analysis (Fig. 7), the basement units of the Bavarian Forest show different degrees of relief distribution. There are different patterns of HI in the HBW and VBW. In the HBW, high values are associated with the peaks along the drainage divide and their hillslopes. Additionally, the northeastern margin of this highland within the Šumava mountains also shows high HI values. In contrast, in the VBW, the HI varies along the strike from northwest to southeast. In the northwest, approximately from Regensburg to the saddle west of Rattenberg fault zone, high HI values are associated with the flanks of a plateau (maximum elevation 740 m), which has low HI values in the center along the drainage divide. In the next segment, approximately from west of Rattenberg fault zone to the western drainage divide of Ilz River, the high HI values are restricted to the ridge along the drainage divide between Regen and other Danube's tributaries to the southwest, with steeper slopes on the southwestern flanks. From the western drainage divide of Ilz River and southeastward, the high HI values are distributed sporadically, with higher values in the hillslopes on both sides of the Danube River. Within the watershed of the Ilz and Große Mühl (in Austria), the landscape is dissected, and the high topography along the central part of the VBW is not present. However, high HI values are found along the trend of the

central part of the VBW within the Ilz and Große Mühl watersheds. Additionally, high HI values are found along the Pfahl fault zone within this southeastern segment.

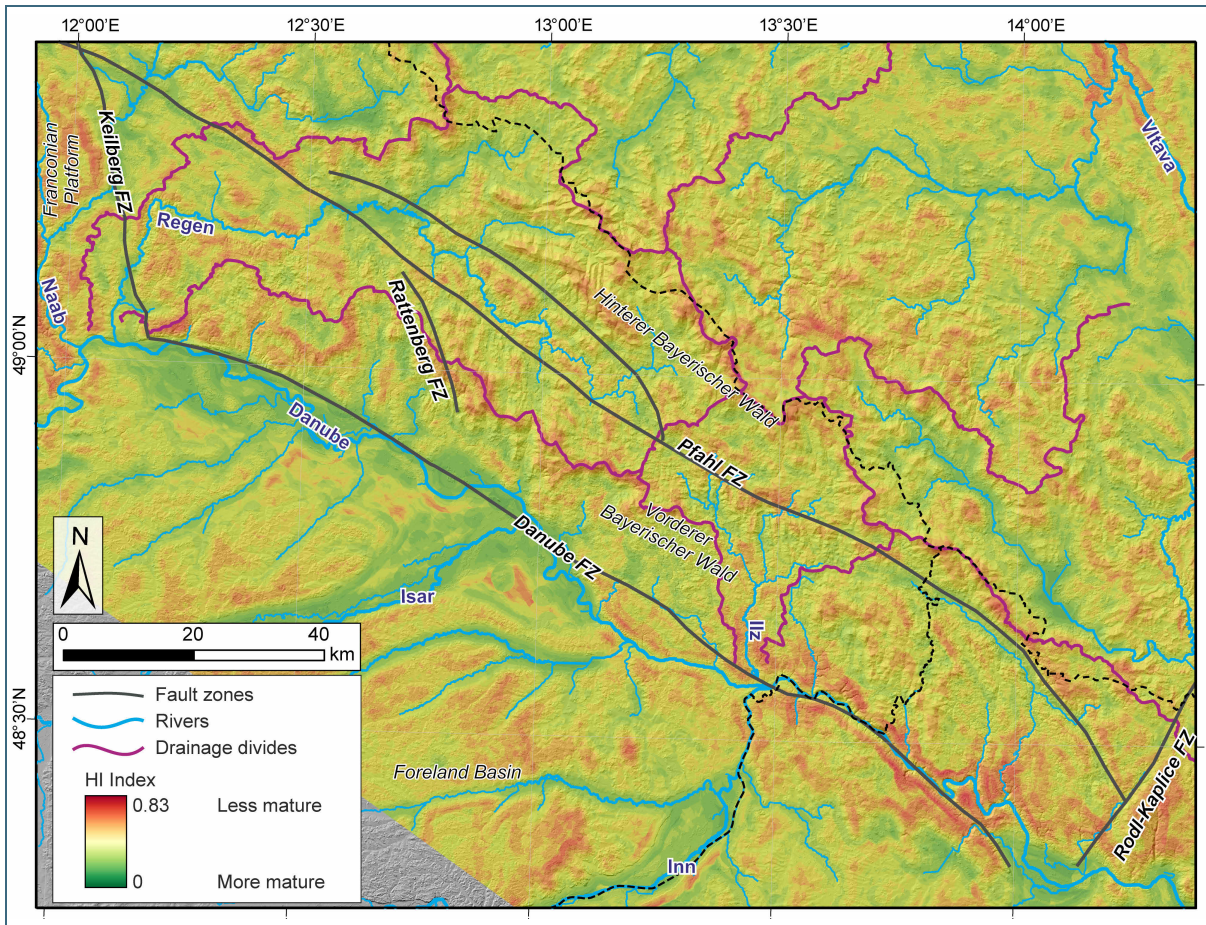


Fig. 7: Map showing the hypsometric integral (HI) for the Bavarian Forest. HI is calculated for each point considering a circle area with a 1.5 km radius around it. Hillshade in the background from Copernicus GLO-30 DEM.

4.3 Knickpoint distribution and river profiles

Knickpoints that are detected by an automatic approach are well distributed within the Bavarian Forest (Fig. 4). As expected, the highest knickpoints occur in the southeast along the course of tributary streams that drain into the Danube River where they are cutting through the basement rocks. In the northwest, the knickpoints exist along the flanks of the plateau. A distinctive pattern of knickpoints occurs along the Pfahl fault zone. Within the catchment of the Ilz River, where streams flow approximately southward, there are several high knickpoints along the fault zone. In contrast to the northwest within the Regen watershed downstream to Cham, where tributaries cross the Pfahl northward to the Regen River, there are fewer and smaller knickpoints than those found in the Ilz catchment. To the northeast and within the watershed of the Vltava River, a few high knickpoints are associated with smaller tributaries.

In addition to the distribution of knickpoints, anomalies are also noticeable in the stream profiles. Fig. 8 shows two examples of distance-elevation profiles for the Ilz (upstream from its mouth on the Danube River) and Regen (upstream from Cham) rivers. Noticeable perturbations are observed in the profile of the Ilz River, which flows southward and the two main fault zones (Pfahl and Danube). There are several knickpoints located near the central part of the river. The profile of the Regen River, which flows northwestward parallel to the Pfahl fault is relatively smooth. Here, two knickpoints are associated with tributaries of Regen River, not its main course.

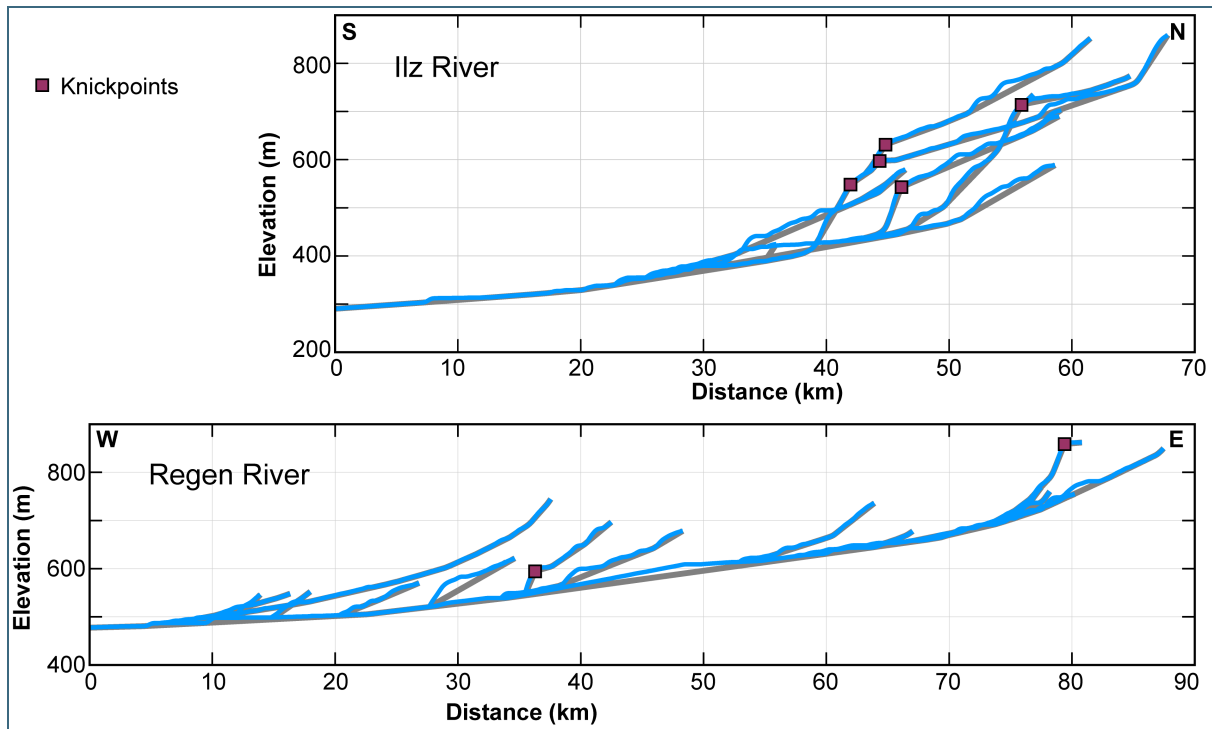


Fig. 8: River profile, smoothed river profile, and knickpoints detected along the Ilz (top) and Regen (bottom) rivers and their tributaries (constructed from Copernicus GLO-30 DEM). See Fig. 4 for the location of both rivers.

4.4 Chi index and drainage divides

The Chi (χ) map (Fig. 9) allows comparison of the Chi index across the main drainage divides, which in turn allows evaluating statuses of drainage divide migration and area changes between neighboring watersheds. There are signs of disequilibrium along the drainage divides. In the southeastern part of the Bavarian Forest, the head of streams that drain southwestward directly to the Danube River have lower Chi values than those that flow northwestward to the Vltava River and to the Regen River. Along the southwest divide of the Regen watershed, the difference in Chi index decreases northwestward and becomes nearly equal adjacent to the topographic plateau in the northwest. The Chi map suggests that the drainage divide between the Danube and Vltava basins is migrating northeastward, and the divide between the Danube and Regen is also migrating northeastward in some areas. Furthermore, asymmetries in Chi index occur across drainage divides in between Vltava's tributaries in the elevated planation surface in the Šumava mountains.

5 Interpretation

Variations in geomorphic indices are found both along and across the strike of the main fault zones. The along-strike variations in the landscape of the VBW (Figs. 4, 5, 6, and 7) imply that the nature and rates of erosion probably vary in different sections. The relatively low-lying topographic plateau in the northwest of VBW with no significant incision in its central parts is probably formed from an uplift of an old peneplain (Eberts 2022) or erosion of younger and less resistant rocks covering it. In the central part, the high and narrow ridge denotes a relatively more evolved landscape toward equilibrium. Its slopes, especially the southwestern slopes, are still retreating along with drainage divide migration, as denoted by the Chi map (Fig. 9). To the southeast, the incision seems to have acted on the landscape more, and the tributaries of the Danube have deeply incised into the basement rocks, creating some deep valleys with steep walls. There, high HI values are present in the central part of the Ilz watershed, and knickpoints are abundant along streams.

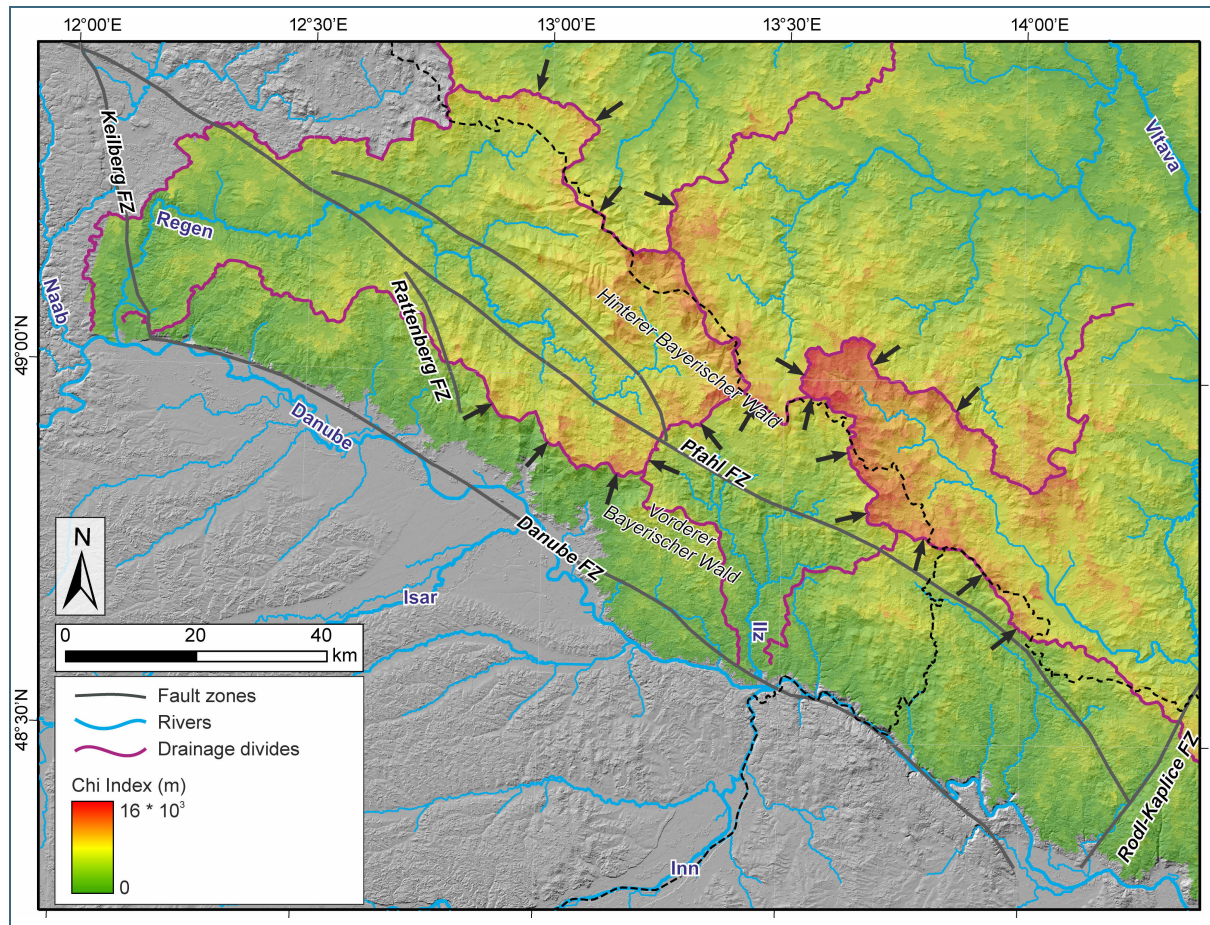


Fig. 9: Chi (χ) map for the Bavarian Forest with black arrows denoting the direction of drainage divide migration based on the Chi index across the divide. Hillshade in the background from Copernicus GLO-30 DEM.

Additionally, the topography and landscape indices for the HBW to the northeast of the Pfahl fault zone vary from those of the VBW. The high incision by rivers, the high HI values, and abundant knickpoints in the southeast, may be related to topographic rejuvenation, along with the uplift and incision of Danube into the basement rocks in the southeast (Fig. 10). Geomorphic analysis for the southern part of the Bohemian Massif in Austria by Wetzlinger et al. (2023) also refers to the relief rejuvenation there.

Along the Pfahl fault zone, knickpoints are abundant on the southward flowing stream within the Iltz watershed and less abundant on the northward flowing streams within the Regen watershed across the Pfahl fault zone. This distinctive pattern can be related either: i) to rock erodibility in which the rocks northeast of the Pfahl within the HBW are more resistant to erosion than those to the southwest within the VBW; ii) to the variation in uplift rates that may be higher northeast of the Pfahl within the HBW; or iii) to the nature of erosion and northeastward-directed slope retreat associated with incision of the Danube into basement. Additionally, presence of resistant fault rocks along the Pfahl fault zone, and glaciation may have influenced the distribution of the knickpoints, stream profiles, and evolved topography in general. Remnants of late Pleistocene glaciations are well documented in the topographically high areas near the drainage divide (Mentlík et al. 2013; Hauner et al. 2019).

6 Discussion

Our results of geomorphic analyses reveal spatial variations in the evolved landscape in the Bavarian Forest. In general, the southeastern parts of the Bavarian Forest show more signs of disequilibrium than other parts and this can be related to relatively young topographic rejuvenation there. Climate,

tectonics, and lithology have controls on the evolved landscape, and isolating signals from these controls is challenging (Leonard et al. 2023). In slowly deforming regions, where the topography has been sustained for a longer time, it is even more challenging, especially since it is expected that the rule of climate and rock erodibility will increase in such settings (Scharf et al. 2013; Gallen 2018; Peifer et al. 2021). Within the studied region of the Bavarian Forest (ca. 150 km), the climatic conditions are not expected to vary significantly. The mean annual precipitation rates (from 1971 to 2000) do not appear to vary notably, especially in low mountains of the Bavarian Forest from Straubing, Cham and eastward (LfU 2021). Additionally, lithology (rock erodibility) appears to exert a minimal influence on geomorphic indices based on our statistical analysis of the HI values with the corresponding lithologies of basement rocks. Besides that, no significant changes in morphology or geomorphic indices are observed across the boundaries of different types of crystalline rocks in the Bavarian Forest. The main changes that occur across the Pfahl fault zone are difficult to reconcile as there is lithological change also across the Pfahl fault zone from mainly granites and diatexites in the VBW to gneiss in the HBW (Eberts et al. 2021). However, all these rocks are among the same class of rocks with very low erodibility index (Moosdorf et al. 2018). Therefore, these variations in the geomorphic indices along and across the strike of fault zones within the Bavarian Forest can be attributed to the relative nature and timing of tectonically induced landscape evolution.

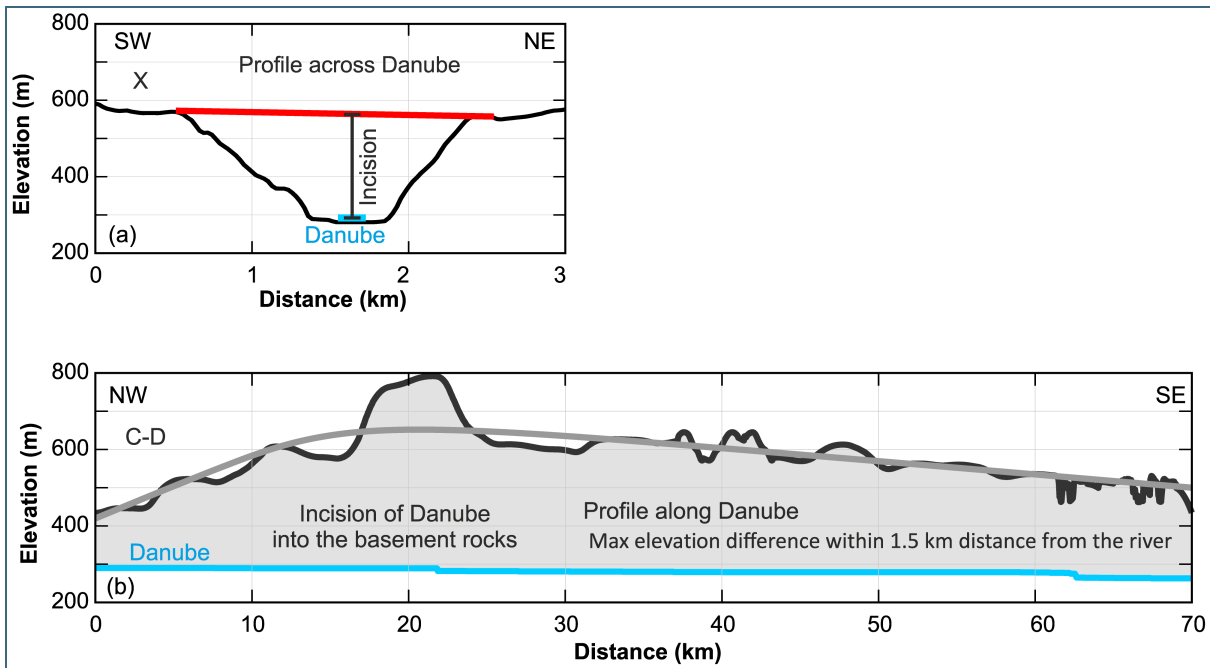


Fig. 10: Incision of the Danube River into the basement units from Passau (Germany) to Linz (Austria). Top) A profile (X) across the Danube shows the amount of river incision with respect to its shoulder (constructed from Copernicus GLO-30 DEM). Bottom) A profile (C-D) along the Danube showing the maximum shoulder height within the distance of 1.5 km from the river course, which is considered as the amount of incision (constructed from Copernicus GLO-30 DEM).

The Bohemian Massif, including the Bavarian Forest, was inferred to have had a peneplain morphology during the late Cretaceous and Paleocene due to intense erosion (Ziegler & Dèzes 2007). The apatite fission track cooling ages for basement rocks in the Bavarian Forest lie within the Cretaceous time (Vamvaka et al. 2014). Inversion of the Northern Alpine Foreland basin in the late Miocene (Lemcke 1988; Genser et al. 2007; Baran et al. 2014) is expected to have influenced the southern part of the Bohemian Massif, including the Bavarian Forest (Schuster & Stüwe 2022; Wetzlinger et al. 2023), due to the long wavelength of uplift that has been related to lithospheric scale processes (Genser et al. 2007; Baran et al. 2014). The incision of the Danube into the basement rocks of the Bohemian Massif may be contemporaneous with this uplift. We estimated the incision at more than 300 m, based on the depth of

the Danube valley with respect to its shoulders (Fig. 10). Mid-term erosion rates in the Regen catchment area in the northwest of the Bavarian Forest were estimated from ^{10}Be cosmogenic nuclide to around 20–30 mm/kyr in the last 30 kyr (Schaller et al. 2001). In contrast, the present-day uplift from GNSS data is ~ 0.5 mm/yr (Sánchez et al. 2018; their Fig. 11; the study focuses on the Alps). These estimates of erosion rates provide an overview of the landscape evolution of the Bavarian Forest over different time scales (Fig. 11). However, our results from geomorphic analyses show distinct short-wavelength spatial variation in the nature of the evolved landscape, requiring further detailed investigations of the topographic evolution of the Bavarian Forest both on spatial and temporal scales.

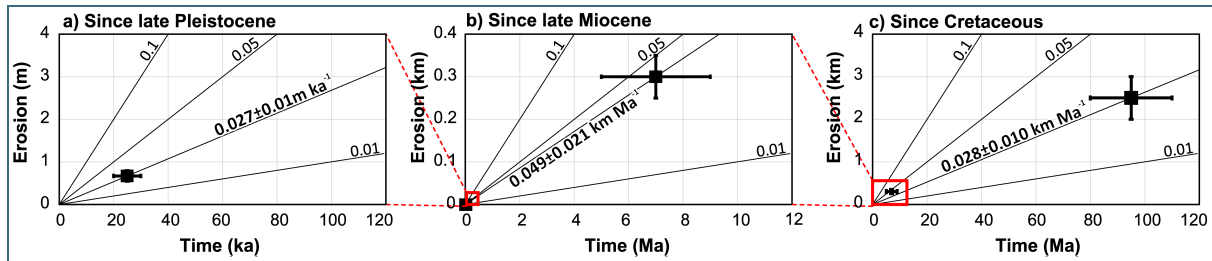


Fig. 11: Approximate constraints for erosion/incision in the Bavarian Forest at different time scales. a) since late Pleistocene (data are from Schaller et al. 2001); b) since late Miocene (from incision of the Danube River into the basement rocks); and c) since Cretaceous (data are from Vamvaka et al. 2014).

7 Limitations

These results are purely based on geomorphic analysis. Results reflect different erosion levels and therefore can mean different exposure times for erosion, a spatially different climate, or different rock erodibility. The erodibility of the exposed rocks is unknown, and the climate (precipitation rates) has changed during the Quaternary, and this is not included in the analyses and interpretation of the results. Therefore, landscape evolution with respect to tectonics, specifically the vertical component of deformation, is also relative. To overcome limitations related to only using topography data, it is important to integrate other data and approaches. These approaches may include: i) dating fault activities that will give signs of any vertical deformation; ii) mapping and dating Quaternary river terraces (if found) along the rivers there, which will allow for estimates of river incision rates; and iii) estimating erosion rates based on the cosmogenic dating of river sediments and other rocks in the area.

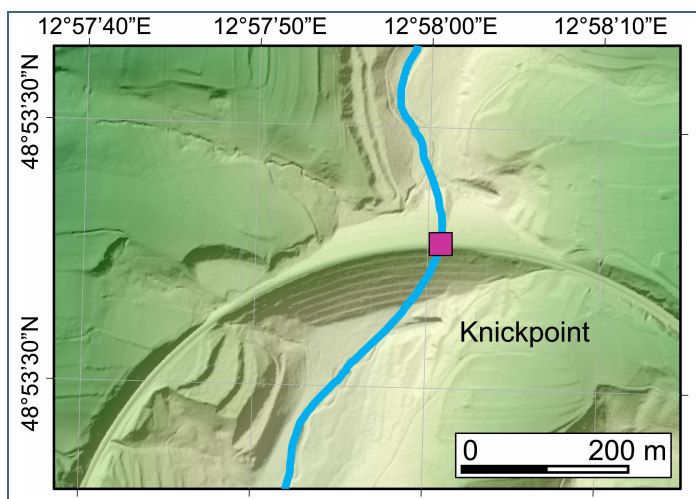


Fig. 12: An example of how anthropogenic activity can influence the landscape and geomorphic parameters. A structure built for a train track across a stream appears as a knickpoint when using automatic detection of knickpoints. Data are from Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de (DGM1).

In addition, anthropogenic activity has also influenced the landscape. Structures such as dams, bridges, roads, and train tracks can have signals in the elevation data, and thus these structures may influence the obtained results (e.g., stream networks, river profiles, and knickpoints; Fig. 12) and be

overlooked as a tectonic-related signal. Therefore, it is necessary to consider these structures and cross-check the results obtained from geomorphic analysis.

8 Conclusions

Our analyses of the topography of the Bavarian Forest reveal spatial variations in the evolved landscape both along and across the strike of the main fault zones. Overall, the landscape in the southeastern portion of the Bavarian Forest appears to have a lower degree of equilibrium and is more intensely dissected than in other parts. Additionally, drainage divides between adjacent basins are likely not in a steady-state condition as assessed based on the Chi (χ) map. With minimal influence of lithology (rock erodibility) on the geomorphic indices of the landscape and the assumption of insignificant variation in the climate conditions across the Bavarian Forest, these differences in the evolved landscape can be attributed to the differential nature of surface uplift of the Variscan basement during the Cenozoic. Therefore, the late Cenozoic inversion in the Northern Alpine Foreland Basin and surrounding areas and associated uplift may have also affected the southern parts of the Bohemian Massif leading to topographic rejuvenation in the Bavarian Forest, particularly in its southeastern section. The recognized topographic signature along the traces of mapped fault zones, which may be inherited from earlier displacement phases, prompts investigations into the possibility of recent fault activity - and associated seismic hazards - being a driving factor in the topographic signal. Furthermore, link between regional geodynamics in the plate margins and the topographic evolution of the Bavarian Forest highlights the necessity for further investigations of denudation and fault activities in this intraplate region. Such data provide essential constraints on geodynamic models of intraplate regions (Friedrich et al. 2024).

9 Acknowledgments

This work is funded by Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU) through the StruCtiv project. We acknowledge the support from Torsten Hahn and colleagues from LfU Department 10 Geological Survey.

References

- Baran, R.; Friedrich, A. M. & Schlunegger, F. (2014): The late Miocene to Holocene erosion pattern of the Alpine foreland basin reflects Eurasian slab unloading beneath the western Alps rather than global climate change. – *Lithosphere*, 6 (2): 124–131.
- Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de: Digitales Geländemodell 1 m (DGM 1), Lizenz: CC BY 4.0 (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).
- Brandmayr, M.; Dallmeyer, R. D.; Handler, R. & Wallbrecher, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. – *Tectonophysics*, 248 (1-2): 97–116.
- Eberts, A.; Fazlikhani, H.; Bauer, W.; Stollhofen, H.; de Wall, H. & Gabriel, G. (2021): Late to post-Variscan basement segmentation and differential exhumation along the SW Bohemian Massif, central Europe. – *Solid Earth*, 12 (10): 2277–2301.
- Eberts, A. (2022): Structural inventory and tectonic activity of the western Bohemian Massif and the adjacent Franconian Basin: new insights from lineament analysis and tectonic geomorphology. – Dissertation: 196 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.

- European Space Agency, Sinergise (2021): Copernicus Global Digital Elevation Model. Distributed by OpenTopography. <https://doi.org/10.5069/G9028PQB> (Accessed: 2023-06-15).
- Flint, J. J. (1974): Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. – *Water Resources Research*, 10 (5): 969–973.
- Franke, W. (2014): Topography of the Variscan orogen in Europe: failed–not collapsed. – *International Journal of Earth Sciences*, 103: 1471–1499.
- Friedrich, A. M.; Rieger, S. M.; Stotz, I. L.; Kahle, B.; Kübler, S. & Bunge, H.-P. (2024): Über die Bedeutung moderner geodynamischer Theorien im Licht der Intraplatten-Tektonik des Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, 130: 6–34, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Gallen, S. F. (2018): Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. – *Earth and Planetary Science Letters*, 493: 150–160.
- Gallen, S. F.; Wegmann, K. W. & Bohnenstiehl, D. R. (2013): Miocene rejuvenation of topographic relief in the southern Appalachians. – *GSA Today*, 23 (2): 4–10.
- Genser, J.; Cloetingh, S. A. & Neubauer, F. (2007): Late orogenic rebound and oblique Alpine convergence: new constraints from subsidence analysis of the Austrian Molasse basin. – *Global and Planetary Change*, 58 (1-4): 214–223.
- Hauner, U.; Lehrberger, G. & Brugger, M. (2019): Der Naturraum Bayerischer Wald – Šumava in den Eiszeiten. – *Wissenschaftliche Reihe*, 20: 132 S., Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald, Grafenau.
- Howard, A. D. (1994): A detachment-limited model of drainage basin evolution. – *Water Resources Research*, 30 (7): 2261–2285.
- Kirby, E. & Whipple, K. X. (2012): Expression of active tectonics in erosional landscapes. – *Journal of Structural Geology*, 44: 54–75.
- Kley, J. (2013): Saxonische Tektonik im 21. Jahrhundert. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 164: 295–311.
- Kley, J. & Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. – *Geology*, 36 (11): 839–842.
- Kübler, S.; Frieling, D.; Rieger, S. M. & Friedrich, A. M. (2024): Vorläufige Bewertung der reaktivierten Intraplattenstörungen im Bereich der Donau-Störung seit dem Miozän. – *Geologica Bavarica*, 130: 262–276, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Lemcke, K. (1988): Das Bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. *Erdgeschichte, Bau, Bodenschätze*. – *Geologie von Bayern*, I: 175 S., Schweizerbart.
- Leonard, J. S.; Whipple, K. X. & Heimsath, A. M. (2023): Isolating climatic, tectonic, and lithologic controls on mountain landscape evolution. – *Science Advances*, 9 (3): eadd8915.
- LfU – Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2021): Bayerns Klima im Wandel - Klimaregion Ostbayerisches Hügel- und Bergland. 2. Auflage: 20 S., Augsburg.
- Lotze, F. (1937): Zur Methodik der Forschung über saxonische Tektonik. – *Geotektonische Forschungen*, 1: 6–27.

- Ludat, A. L.; Dusingizimana, M. W.; Friedrich, A. M.; Aßbichler, D.; Zebari, M. & Kahle, B. (2024): Geologisch-Petrologische Charakterisierung der Störungszonen im Vorderen Bayerischen Wald im Hinblick auf Datierbarkeit der Störungsaktivität. – *Geologica Bavarica*, 130: 56–88, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Mattern, F. (2001): Permo-Silesian movements between Baltica and Western Europe: tectonics and 'basin families'. – *Terra Nova*, 13 (5): 368–375.
- Mentlík, P.; Engel, Z.; Braucher, R.; Léanni, L. & Aster Team (2013): Chronology of the late Weichselian glaciation in the Bohemian Forest in Central Europe. – *Quaternary Science Reviews*, 65: 120–128.
- Moosdorf, N.; Cohen, S. & von Hagke, C. (2018): A global erodibility index to represent sediment production potential of different rock types. – *Applied Geography*, 101: 36–44.
- Montgomery, D. R. (2001): Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. – *American Journal of Science*, 301 (4-5): 432–454.
- NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (2013): Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Global. Distributed by OpenTopography, <https://doi.org/10.5069/G9445JDF> (Accessed: 2023-12-07).
- Ohmori, H. (1993): Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. – *Geomorphology*, 8 (4): 263–277.
- Peifer, D.; Persano, C.; Hurst, M. D.; Bishop, P. & Fabel, D. (2021): Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. – *Earth Surface Dynamics*, 9: 167–181.
- Perne, M.; Covington, M. D.; Thaler, E. A. & Myre, J. M. (2017): Steady state, erosional continuity, and the topography of landscapes developed in layered rocks. – *Earth Surface Dynamics*, 5 (1): 85–100.
- Perron, J. T. & Royden, L. (2013): An integral approach to bedrock river profile analysis. – *Earth surface processes and landforms*, 38 (6): 570–576.
- Pike, R. J. & Wilson, S. E. (1971): Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. – *Geological Society of America Bulletin*, 82 (4): 1079–1084.
- Pöpll, R. E.; Roetzel, R. & Riedl, D. (2022): Deeply Incised Valley Meanders of the Bohemian Massif. In: Embleton-Hamann, C. [Hrsg.]: *Landscapes and Landforms of Austria*. – *World Geomorphological Landscapes*: 147–161, Springer.
- Reicherter, K.; Froitzheim, N.; Jarosiński, M.; Badura, J.; Franzke, H.-J.; Hansen, M.; Hübscher, C.; Müller, R.; Poprawa, P.; Reinecker, J.; Stackebrandt, W.; Voigt, T.; von Eynatten, H. & Zuchiewicz, W. (2008): Alpine tectonics north of the Alps. In: McCann, T. [Hrsg.]: *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic: 1233–1285*, The Geological Society of London.
- Sánchez, L.; Völksen, C.; Sokolov, A.; Arenz, H. & Seitz, F. (2018): Present-day surface deformation of the Alpine region inferred from geodetic techniques. – *Earth System Science Data*, 10 (3): 1503–1526.
- Schaller, M.; von Blanckenburg, F.; Hovius, N. & Kubik, P. W. (2001): Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. – *Earth and Planetary Science Letters*, 188 (3-4): 441–458.

- Scharf, T. E.; Codilean, A. T.; De Wit, M.; Jansen, J. D. & Kubik, P. W. (2013): Strong rocks sustain ancient postorogenic topography in southern Africa. – *Geology*, 41 (3): 331–334.
- Schröder, B. (1987): Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 137 (1-4): 93–100.
- Schröder, B.; Ahrendt, H.; Peterek, A. & Wemmer, K. (1997): Post-Variscan sedimentary record of the SW margin of the Bohemian massif: a review. – *Geologische Rundschau*, 86: 178–184.
- Schuster, R. & Stüwe, K. (2022): Geological and Tectonic Setting of Austria. In: Embleton-Hamann, C. [Hrsg.]: *Landscapes and Landforms of Austria*. – *World Geomorphological Landscapes*: 3–26, Springer.
- Schwanghart, W. & Scherler, D. (2014): TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. – *Earth Surface Dynamics*, 2: 1–7.
- Şengör, A. M. C. (1976): Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. – *Geology*, 4 (12): 779–782.
- Şengör, A. M. C. (2019): Eduard Suess and the Essence of Geology. In: Rossetti, F.; Crespo-Blanc, A.; Riguzzi, F.; Leroux, E.; Pavlopoulos, K.; Bellier, O. & Kapsimalis, V. [Hrsg.]: *The Structural Geology Contribution to the Africa-Eurasia Geology: Basement and Reservoir Structure, Ore Mineralisation and Tectonic Modelling. CAJG 2018*. – *Advances in Science, Technology & Innovation*: 19–22, Springer.
- Stolle, A.; Schwanghart, W.; Andermann, C.; Bernhardt, A.; Fort, M.; Jansen, J. D.; Wittmann, H.; Merchel, S.; Rugel, G.; Adhikari, B. R. & Korup, O. (2019): Protracted river response to medieval earthquakes. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 44 (1): 331–341.
- Strahler, A. N. (1952): Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. – *Geological Society of America Bulletin*, 63 (11): 1117–1142.
- Suhr, P. (2003): The Bohemian Massif as a catchment area for the NW European Tertiary Basin. – *Geolines*, 15: 147–159.
- Telbisz, T.; Kovács, G.; Székely, B. & Szabó, J. (2013): Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57 (4): 485–513.
- Tyráček, J. (2001): Upper Cenozoic fluvial history in the Bohemian Massif. – *Quaternary International*, 79 (1): 37–53.
- Tyráček, J. & Havlíček, P. (2009): The fluvial record in the Czech Republic: a review in the context of IGCP 518. – *Global and Planetary Change*, 68 (4): 311–325.
- Vamvaka, A.; Siebel, W.; Chen, F. & Rohrmüller, J. (2014): Apatite fission-track dating and low-temperature history of the Bavarian Forest (southern Bohemian Massif). – *International Journal of Earth Sciences*, 103: 103–119.
- Voges, A.; Toloczyki, M.; Zitzmann, A.; Wittekindt, H. & Trurnit, P. (2006): *Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000 (GK1000)*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover.

- Voigt, T.; Kley, J. & Voigt, S. (2021): Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. – *Solid Earth*, 12: 1443–1471.
- von Eynatten, H.; Kley, J.; Dunkl, I.; Hoffmann, V. E. & Simon, A. (2021): Late Cretaceous to Paleogene exhumation in central Europe—localized inversion vs. large-scale domal uplift. – *Solid Earth*, 12: 935–958.
- Wetzlinger, K.; Robl, J.; Liebl, M.; Dremel, F.; Stüwe, K. & von Hagke, C. (2023): Old orogen—young topography: Evidence for relief rejuvenation in the Bohemian Massif. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 116 (1): 17–38.
- Whipple, K. X. (2001): Fluvial Landscape Response Time: How Plausible Is Steady-State Denudation? – *American Journal of Science*, 301 (4–5): 313–325.
- Whipple, K. X. & Tucker, G. E. (1999): Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104 (B8): 17661–17674.
- Willett, S. D.; McCoy, S. W.; Perron, J. T.; Goren, L. & Chen, C. Y. (2014): Dynamic reorganization of river basins. – *Science*, 343 (6175): 1248765.
- Wobus, C.; Whipple, K. X.; Kirby, E.; Snyder, N.; Johnson, J.; Spyropoulou, K.; Crosby, B. & Sheehan, D. (2006): Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: Willett, S. D.; Hovius, N.; Brandon, M. T. & Fisher, D. M. [Hrsg.]: *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. – Geological Society of America Special Paper, 398: 55–74.
- Ziegler, P. A. & Dèzes, P. (2007): Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. – *Global and Planetary Change*, 58 (1-4): 237–269.

Image rights

Mjahid Zebari, LMU Lehrstuhl für Geologie, München: Fig. 1, Fig. 2, Fig. 3, Fig. 4, Fig. 5, Fig. 6, Fig. 7, Fig. 8, Fig. 9, Fig. 10, Fig. 11, Fig. 12

Geologisch-Petrologische Charakterisierung der Störungszonen im Vorderen Bayerischen Wald im Hinblick auf Datierbarkeit der Störungsaktivität

Alina L. Ludat, Mugabo W. Dusingizimana, Anke M. Friedrich, Donjá Aßbichler, Mjahid Zebari & Beth Kahle

1	Einleitung und Zielsetzung	57
2	Geologischer Kontext und Aktivität der Störungen des Vorderen Bayerischen Waldes	59
3	Daten und Methodik	61
3.1	Deformationsgesteine und Datierung von Störungen	61
3.2	Geländearbeit und Probennahme	62
3.3	Probenaufbereitung und Analytik	62
3.3.1	Nebengestein	62
3.3.2	Mineralisationen auf den Störungsflächen	63
3.3.3	Tonletten	63
4	Ergebnisse und Interpretation	64
4.1	Analyse des Nebengesteins	64
4.2	Mineralbildungen auf den Störungsflächen	65
4.3	Tonhaltige Störungsletten	69
5	Diskussion	73
5.1	Welche Datierungsmethoden kommen an den ausgewählten Steinbrüchen in Frage?	73
5.1.1	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Thermochronologie	73
5.1.2	K-Ar Geochronologie von Illit	74
5.1.3	U-Pb Geochronologie von Calcit	76
5.1.4	Re-Os-Datierung von Pyrit	76
5.1.5	(U-Th)/He-Datierung von Eisen(hydr)oxiden	77
5.1.6	Zusammenfassung und Evaluation der in Frage kommenden Datierungsmethoden	77
5.2	Wie viele Phasen der postvariszischen Störungsaktivität gab es und mit welchen Proben können wir diese datieren?	78
5.2.1	Oberkarbon–Perm	78
5.2.2	Trias–Jura	79

5.2.3	Jura–Frühe Kreide	79
5.2.4	Späte Kreide–Rezent	79
6	Fazit	80

Zusammenfassung

Obwohl Mitteleuropa im kontinentalen Inneren der eurasischen Platte liegt, gibt es Hinweise auf wiederholte Episoden der tektonischen Aktivität bis ins Quartär. Die Bestimmung des Zeitpunkts der typischerweise episodisch auftretenden Verwerfungsaktivität und die Wiederkehr ist von entscheidender Bedeutung für die Untersuchung der tektonischen Geschichte Westeuropas. Die Böhmisches Masse, welche durch komplexe Lithologien und strukturelle Architektur gekennzeichnet ist, enthält bedeutende Verwerfungszone, wie den von Nordwesten nach Südosten verlaufenden Bayerischen Pfahl und die bisher weniger erforschte Donau-Störung. Obwohl es sich um eine der längsten Verwerfungen Mitteleuropas mit einer jungen Morphologie handelt, sind die Episoden der Reaktivierung der Donau-Störung nach wie vor nur unzureichend bekannt.

Um die Datierbarkeit dieser Episoden zu testen, wurde im Rahmen dieses Projektes eine Probenstrategie entwickelt, die mehrere radiometrische Geochronometer und sorgfältig ausgewählte Transekte über kleinere Verwerfungen im Umfeld der Donau-Störung in zahlreichen Steinbrüchen umfasst. Die Datierung authigener und synkinematisch rekristallisierter Minerale, einschließlich U-Pb-Datierungen von Calcit und K-Ar-Datierungen von Illit sind moderne Methoden zur Bestimmung des Alters der tektonischen Aktivität. Darüber hinaus hilft die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Thermochronologie und die Multidomain-Diffusionsmodellierung kaliumhaltiger Minerale des granitoiden Wirtsgesteins die thermische Geschichte der Region zu entschlüsseln. Unseren vorläufigen Analysen nach eignet sich die Datierung synkinematisch kristallisierten Calcits am besten, um die rezente Störungsaktivität zu datieren, weil diese Minerale aufgrund ihrer Struktur sowohl kinematische als auch Altersinformationen bieten.

1 Einleitung und Zielsetzung

Bewegungen in der oberen Erdkruste finden entlang von Störungszonen statt, deren Ausmaße von regionalen tektonischen Strukturen bis hin zu kleinräumigen Mikroverschiebungen reichen können. Obwohl sich Mitteleuropa im kontinentalen Inneren der eurasischen Platte befindet, zeigen sich hier bemerkenswerte aktive Störungen und Anzeichen für quartäre bis rezente Aktivität, selbst an Störungen, die zuvor als seismisch inaktiv angesehen wurden. Die variszischen Blöcke sind dabei von besonderer Bedeutung, da sie entlang von alten Störungen, die mehrere Phasen der Reaktivierung erlebt haben, gehoben wurden (Abb. 1). Einer davon ist die Böhmisches Masse, welche eine lange Deformationsgeschichte in spätpaläozoischen kristallinen Gesteinen aufzeichnet und Bayerns bedeutendste Störungszonen, den Bayerischen Pfahl und die Donau-Störung beherbergt, die das Ergebnis von Intraplatten-Tektonik sind. Der Bayerische Pfahl ist ein besonderes Beispiel einer mineralisierten und exhumierten Störungszone, die durch ihre markante Quarzmineralisation und Morphologie auffällt.

Die NW-SE streichenden Störungszonen des Bayerischen Waldes sind erneut in den Fokus der Forschung geraten, da die Kenntnis der Aktivitätsgeschichte einer Störung von entscheidender Bedeutung für die Analyse einer Vielzahl von tektonischen Prozessen, wie z. B. Gebirgsbildung oder intrakontinentale Deformation ist. Zudem ist der Zeitpunkt des letzten großen Erdbebens von Interesse, um zu entscheiden, ob eine Störung als seismisch potentiell aktiv eingestuft werden muss. Neben diesen wissenschaftlichen Beiträgen ist die zuverlässige Datierung der jüngsten Bewegungen eines Störungssystems auch ein Faktor in der modernen Umweltforschung. Da die Donau-Störung seismisch bislang selten in

Erscheinung getreten ist (Kroemer et al. 2024), werden die seismischen Risiken, die mit dieser bedeutenden Intraplatten-Störung verbunden sind, in Erdbeben-Gefahrenkatalogen übersehen.

Obwohl es sich bei der Donau-Störung um eine der größten Störungen in Mitteleuropa mit einer jungen Morphologie in Form einer markanten Geländestufe handelt, ist über das Alter ihrer Entstehung und späterer Reaktivierungen bisher nur wenig bekannt. Aufgrund der unterschiedlichen Aktivitätsintensität von Verwerfungen im Laufe der Zeit und ihres Potenzials für wiederholte Reaktivierung ist es eine Herausforderung, ihre Bewegungsgeschichte zu rekonstruieren. Da die Hauptstörung aufgrund der klimatischen Bedingungen im Bayerischen Wald, wie hohem Niederschlag, Frostsprengung und dichter Vegetation, stark erodiert und nicht aufgeschlossen ist, wurden kleine Nebenstörungen im selben tektonischen Block zur Beprobung ausgewählt.

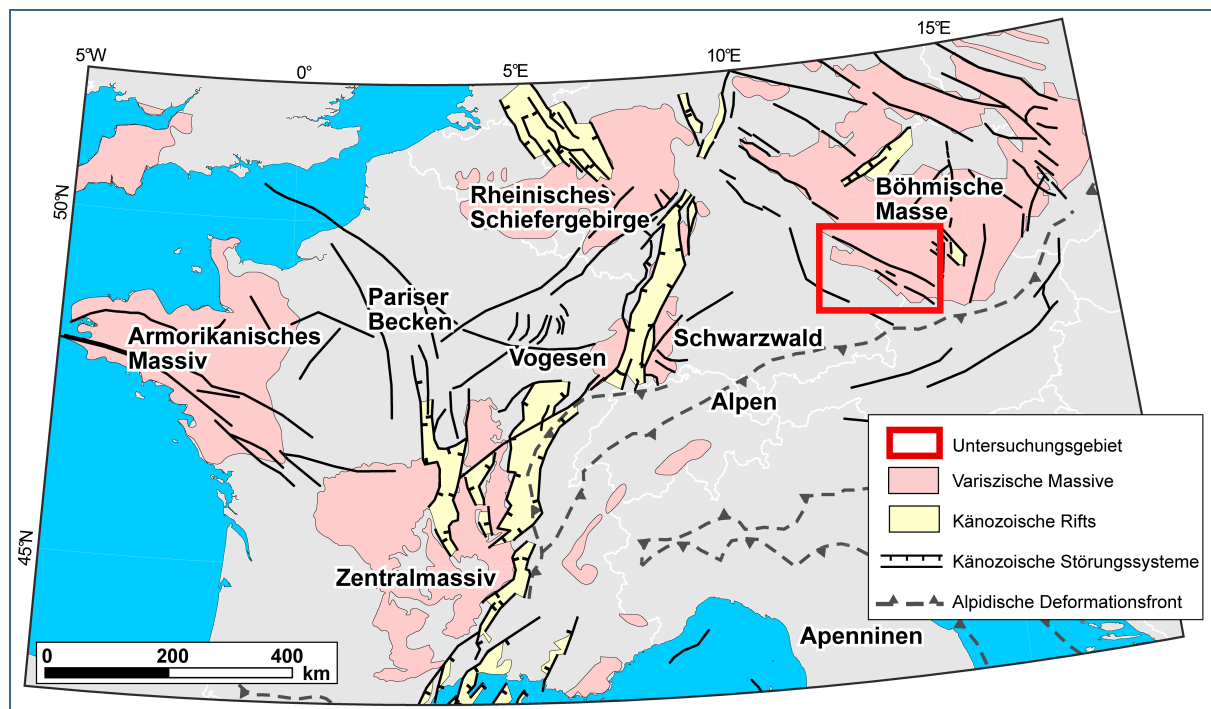


Abb. 1: Verteilung variszischer Massivs (Franke 2014) und känozoischer Störungssysteme (Ziegler & Dèzes 2007) in Zentraleuropa, das Untersuchungsgebiet ist mit einem roten Kasten markiert.

Um die Entwicklungsgeschichte der Donau-Störung im Bayerischen Wald zu entschlüsseln, wurde geprüft, welcher geochronologische Ansatz sich in Anbetracht der vorhandenen Gesteine und Minerale am besten eignet. Es kommen verschiedene moderne Datierungsmethoden (z. B. Ring & Bolhar 2020; van der Pluijm et al. 2001; Viola et al. 2016; Zwingmann & Mancktelow 2004) in Frage. Eine Option ist die Datierung authigener und synkinematisch kristallisierter Minerale auf der Störungsfläche. Dabei kann beispielsweise die U-Pb-Datierung von Calcit oder die K-Ar-Datierung von Illit in Störungsletten angewandt werden. Die Mineralphasen, die mit diesen Fluidinfiltrationsereignissen verbunden sind, können als entscheidende Marker dienen, um verschiedene Episoden der Störungsreaktivierung zu datieren. Daher ist eine genaue petrologische und geochemische Einordnung der verschiedenen Mineralphasen vor der Datierung nötig. Das stufenweise Aufheizen von K-haltigen Mineralen anhand von $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode im deformierten Gestein kann zudem dabei helfen, das letzte größere gegebenenfalls mit Störungsaktivität zusammenhängende Aufheizungsereignis zu datieren.

Um die Datierbarkeit der Störungen im Vorderen Bayerischen Wald zu evaluieren, wurden mehrere Steinbrüche in der Nähe von bekannten Störungszonen ausgewählt (Abb. 2). Bei der Aufnahme und Beprobung der Steinbrüche wurde das Augenmerk auf potentiell mit der Störungsaktivität zusammenhängende, datierbare Mineralisationen gelegt.

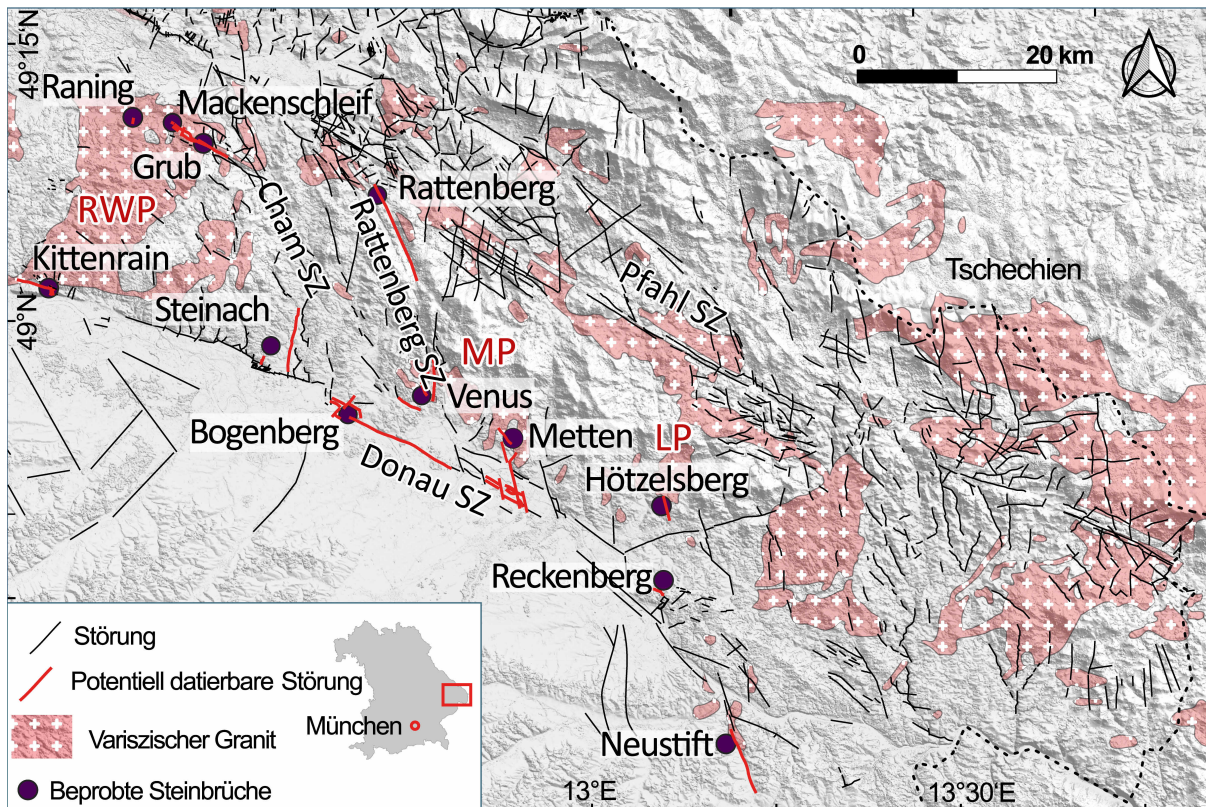


Abb. 2: Ausgewählte Steinbrüche für die Beprobung der Störungsgesteine im Regensburger Wald Pluton (RWP), Mettener Pluton (MP) und Lallinger Pluton (LP). Darstellung der Cham-Störungszone (Cham SZ), Rattenberg-Störungszone (Rattenberg SZ), Donau-Störungszone (Donau SZ) und Pfahl-Störungszone (Pfahl SZ). Potenziell datierbare Störungen sind rot hervorgehoben. Digitales Höhenmodell: Copernicus GLO-30 DEM; Geologie von der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000 (GK1000, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe 2016). Störungen von der digitalen Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25, LfU 2023).

2 Geologischer Kontext und Aktivität der Störungen des Vorderen Bayerischen Waldes

Der Bayerische Wald liegt entlang des südwestlichen Rands der Böhmisches Masse, das einen der größten zusammenhängenden Bereiche des variszischen Grundgebirges in Mitteleuropa darstellt. Die Varisziden entstanden durch die Kollision der Superkontinente Laurussia und Gondwana während des späten Paläozoikums (Behr et al. 1984; Fiala et al. 1995; Finger et al. 2007; Schulmann et al. 2014). Der Bayerische Wald beherbergt eine Vielzahl von kristallinen Gesteinen, darunter die moldanubischen Gneise, Migmatite und Anatexite. Das letzte metamorphe Ereignis, das zwischen 330 und 320 Millionen Jahren stattfand, war durch relativ niedrige Drücke und hohe Temperaturen gekennzeichnet (zwischen 800 und 850 °C und 0,5 bis 0,7 GPa, Kalt 2000; Kalt et al. 1999). Der Bayerische Pfahl, welcher eine mineralisierte Störungszone ist, trennt zwei Gebiete mit unterschiedlichem Metamorphosegrad. Während nördlich des Pfahls im „Hinteren Bayerischen Wald“ hochgradige Paragneise und metatektische Gneise vorkommen, dominieren im „Vorderen Bayerischen Wald“ im Süden Migmatite mit fortgeschrittener Anatexis wie zum Beispiel diatektische Gneise, Diatexite sowie vollständig homogenisierte Granitoide (GLA 1996). In diese Metamorphite intrudierten zum Ende der variszischen Gebirgsbildung größtenteils granitoide Plutonite. Zahlreiche Studien haben mit besonderem Fokus auf diese Plutonite zum Entschlüsseln der geochronologischen Entwicklung dieses Gebiets beigetragen (Chen & Siebel 2004; Finger & Clemens 1995; Finger et al. 2010; Galadí-Enríquez et al. 2010; Klein et al. 2008; Siebel et al. 2006).

Die tektonische Struktur des Vorderen Bayerischen Waldes ist durch intern segmentierte Blöcke gekennzeichnet, die von hauptsächlich NW-SE verlaufenden, steil einfallenden Störungszonen (Bayerischer Pfahl, Donau-Störung) (Abb. 2) begrenzt werden (Brandmayr et al. 1995; Mattern 1995; Platzer 1992; Siebel et al. 2010).

Die tektonische Entwicklung des Gebietes wird in Kürschner & Schwenk 2024 im Detail erläutert. Die N-S verlaufenden Strukturen wie Cham-Störung (Eberts et al. 2021) oder Rattenberg-Störung zwischen den beiden großen Störungen werden als Folge eines dextralen Schersystems vom Riedel-Typ interpretiert, dass sich als Reaktion auf eine tektonische "Rift-and-Wrench"-Phase unter einem NNW-SSE bis N-S-orientierten kompressiven Stressfeld entwickelt hat (Zeitlhöfler 2007).

Die vorliegende Studie befasst sich vorwiegend mit dem Donaurandbruch, der sich als Teil der Donau-Störung über etwa 70 km zwischen Regensburg und Hengersberg an der Donau erstreckt und den südwestlichen Rand des Bayerischen Waldes bzw. der Böhmisches Masse bildet. Nördlich von Regensburg führt die NNW-SSE orientierte Keilbergstörung die Westbegrenzung der Böhmisches Masse fort (GLA 1996). Die Kristallin-Molasse-Grenze markiert zwischen Regensburg und Hengersberg den nördlichen Rand der Donau-Störung. Ab Winzer liegt er weiter südlich und nach Südosten hin setzt er sich durch den Aicha-Halser-Nebenpfahl und die Donauleitenstörung fort (Troll 1959, 1967; Unger 1999). Die Hauptstörung des Donaurandbruchs ist nur lokal an wenigen Punkten abgeschlossen: am Bogenberg bei Bogen, am Natternberg bei Deggendorf (Schreyer 1961) und in der Winzerzone bei Winzer (Troll 1959).

Die Entwicklungsgeschichte der Donau-Störung lässt sich folgendermaßen konstruieren: Im Unterkarbon wurde sie als dextrale Blattverschiebung angelegt (Wallbrecher et al. 1991; Mattern 1995, 2001; Siebel et al. 2005a; 2005b). Während des Permokarbon begann abschiebende Störungsaktivität, die zu Hebung des Grundgebirges (Peterek et al. 1997; Schröder et al. 1997) und Sedimentation von erodiertem Kristallinmaterial (Paul & Schröder 2012) in die umliegenden Becken führte. Dies deutet darauf hin, dass Teile des Grundgebirges während dieser Zeit bereits durch Erosion freigelegt waren.

Die Donau-Störung wurde erneut in der Kreide und im Känozoikum reaktiviert. Spaltspuren-Datierungen an Apatit aus den kristallinen Gesteinen des Bayerischen Waldes am südwestlichen Rand des Böhmisches Massivs liefern fast ausschließlich Alter aus der Kreide (148–83 Ma), wobei die meisten von ihnen etwa in die Späte Kreide (103–83 Ma) fallen (Vamvaka et al. 2014).

Hinweise auf Vertikaltektonik in der Kreidezeit und/oder im Känozoikum wurden für die nordnordwestlich-südsüdöstlich streichende Cham-Störung gefunden (Eberts et al. 2021). Die postkretazische Tektonik im Bayerischen Wald lässt sich im Bereich der mit Kreidesedimenten bedeckten Areale identifizieren. Es handelt sich meist um etwa N-S streichende, nach Westen einfallende Abschiebungen, sowie WNW-ESE streichende (Pfahl-parallele) Aufschiebungen und Abschiebungen. Die Sprunghöhe beträgt meist nur wenige Zehnermeter, Schollenverkipnungen um einige Grad sind ebenfalls nachweisbar (Kling 2005). Die letzten nachweisbaren bruchtektonischen Verschiebungen fanden im Obermiozän statt (Bergerat & Geyssant 1983). Die Bewegungen setzen sich wahrscheinlich bis heute in abgeschwächter Form fort (Kübler et al. 2024).

3 Daten und Methodik

3.1 Deformationsgesteine und Datierung von Störungen

Spröde Deformationsgesteine entstehen durch mechanische Zertrümmerung und Fragmentierung von Gesteinen unter Bedingungen niedriger Temperaturen (unter 300 °C) und niedriger bis moderater Drücke (unter 300 MPa), bei denen die Gesteine brechen, anstatt sich plastisch zu verformen.

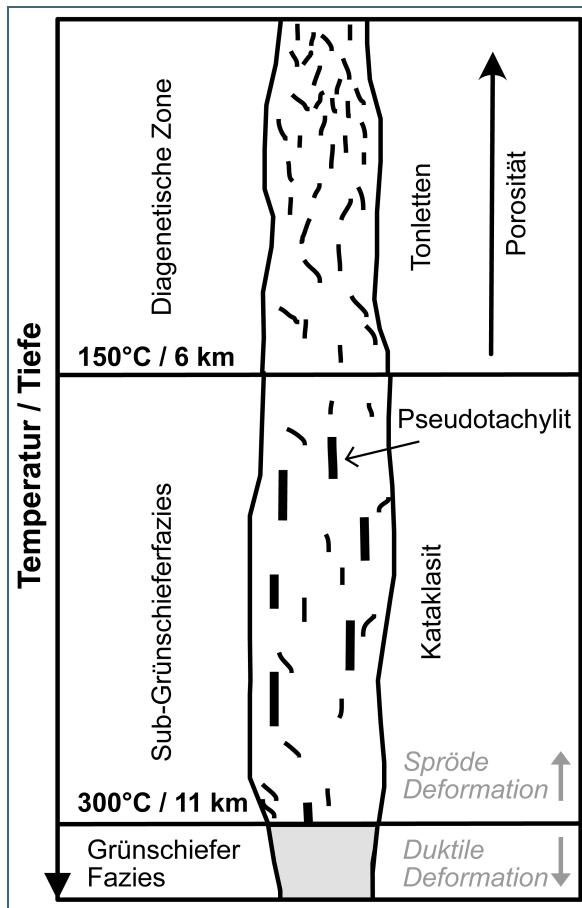


Abb. 3: Querschnitt einer Störungzone mit typischen Deformationsgesteinen im spröden Deformationsregime verändert nach Scholz (1990) und Fagereng (2011)

Es können dabei je nach Druck- und Temperaturbedingungen verschiedene Gesteine entstehen (Abb. 3). Bei niedrigen Temperaturen (unter 150 °C) und Drücken (weniger als 100 MPa) kommt es zur Ausbildung von Tonletten. Dies sind feinkörnige, tonreiche Lockergesteine, die durch spröde Deformation entlang von Verwerfungszonen entstehen. Sie sind das Ergebnis der mechanischen Zerkleinerung von Gesteinen unter niedrigen Temperaturbedingungen. Das Besondere an Tonletten ist, dass sie authigenen Illit enthalten können und daher eine Datierung der Störungsaktivität ermöglichen.

In etwas größerer Tiefe (5–6 km), bei höheren Temperaturen (150–300 °C) und Drücken (100–300 MPa) entstehen hingegen Kataklastite, bestehend aus eckigen Fragmenten in einer feinkörnigen Matrix. Der dritte Typ sind Pseudotachylite, welche durch schnelle, kurzzeitige Reibungserhitzung entlang von Verwerfungen, die zur partiellen Aufschmelzung der Gesteine führt, entstehen. Sie haben eine glasige oder sehr feinkörnige Textur, oft mit eingelagerten Klusten des Wirtsgesteins. Der Fokus dieser Arbeit liegt auf den bei niedrigen Temperaturen und Drücken entstehenden Gesteinen.

Zudem bilden Störungen wichtige Pfade für die Fluidmigration und damit für die Mineralisation (Caine et al. 1996). Störungen können die Permeabilität des Gesteins erhöhen, indem sie Risse und Spalten erzeugen, die es den Fluiden ermöglichen, leichter durch das Gestein zu wandern. Abhängig von den

vorherrschenden Druck- und Temperaturbedingungen sind dies verschiedene Arten von Fluiden und somit Mineralisationen. Oftmals werden mehrere Phasen der Mineralisation beobachtet. So kommt es beispielweise häufig zu Karbonat- oder Sulfidmineralisation. Doch auch hydrothermale Fluide, die aus magmatischen Prozessen stammen, können entlang von Störungszonen migrieren und ausfallen.

Das Verständnis verschiedener Phasen von Fluidmigration und der daraus resultierenden Mineralogie gibt nicht nur Aufschluss über die zu jeder Phase vorherrschenden Druck- und Temperaturbedingungen, sondern auch über die Art der Fluide, deren chemische Zusammensetzung, die Mechanismen der Mineralabscheidung sowie die geochemischen Veränderungen im umliegenden Gestein. Insbesondere für die Datierung von Störungen sind genaue Kenntnisse der Mineralisation relevant. So wurde beispielsweise die Datierung von Calcit auf Störungsflächen bereits in der Süddeutschen Großscholle für abschiebende und blattverschiebende Episoden der Aktivität angewandt (Ring & Bolhar 2020).

3.2 Geländearbeit und Probennahme

Bei der Auswahl der Probenlokationen wurde auf eine direkte Nähe zu einer bekannten Störung geachtet. Da das Untersuchungsgebiet stark bewaldet ist, lag der Fokus auf Steinbrüchen und hervorstehenden Felsaufschlüssen (Abb. 2). Da die Hauptstörung nur schlecht aufgeschlossen ist, wurde zudem die Annahme getätigt, dass die kleinen Störungen in den Steinbrüchen repräsentativ für den Donaurandbruch stehen.

In jedem der ausgewählten Steinbrüche wurde mindestens eine Probe eines Granitoids entnommen, das deutliche Anzeichen von spröder Verformung wie Brüche, Risse, Harnische und Versätze aufweist. Zudem wurde, wenn möglich, eine Vergleichsprobe aus dem weniger deformierten Nebengestein entnommen. Entlang der Störungsfläche wurden zudem häufig Mineralneubildungen, wie Calcit, Fluorit oder Tonminerale beobachtet, die im Zusammenhang mit der Störungsaktivität entstanden sind. Diese wurden ebenfalls dokumentiert und sofern möglich beprobt.

Bei der Beprobung der Tonletten wurde eine repräsentative Gesamtgesteinsprobe (etwa 250 g) direkt aus der Störungzone entnommen. Bei Störungsletten, die bereits makroskopisch beobachtbare Heterogenitäten aufweisen, wurden mehrere Profile beprobt. Dabei wurden verschiedene Höhenlagen beprobt, um eventuell auftretende Unterschiede im Mineralbestand und im Chemismus zu erfassen. Die Störungsletten im Steinbruch Hötzelsberg wurden am intensivsten beprobt. Hier wurden drei etwa 30 cm lange Profile quer über die Störungsletten gezogen und bei jeder sichtbaren Materialänderung eine Probe genommen. Diese systematische Vorgehensweise trägt dazu bei, eine zuverlässige Datierung durchzuführen und gleichzeitig die Variabilität innerhalb der Störungzone zu erfassen.

Bei der Probennahme der Calcit-Beläge wurde in erster Linie auf eine sichtbare Beziehung zwischen Calcit-Mineralisation und der Störungsfläche geachtet (zum Beispiel Harnische auf dem Calcit). Es wurden repräsentative, orientierte Proben von den Störungsflächen mit Calcit-Belag genommen. Teilweise war der Calcit im Vergleich zum Nebengestein fragiler und musste daher vorsichtig beprobt werden. An anderen Stellen wurden Bohrkern mit einem Durchmesser von 2,54 cm (1 Zoll) senkrecht zur Störungsfläche entnommen, um den Kontakt und die Beziehung zwischen Calcit und Kristallin untersuchen zu können.

3.3 Probenaufbereitung und Analytik

3.3.1 Nebengestein

Von jeder Probe aus dem Nebengestein (Kristallin) wurde je ein polierter Dünnschliff angefertigt und petrographisch untersucht. Die chemische Gesamtgesteins-Zusammensetzung eines Profils wurde qualitativ und semi-quantitativ mittels pRFA analysiert. Hierfür wurde ein portables energiedispersives

Röntgenfluoreszenzanalysegerät (Niton XL3t) verwendet. Folgende Messbedingung wurde verwendet: Zn/Cu-Mining-Modus für 105 Sekunden (15 Sekunden Standard/30 Sekunden High/30 Sekunden Low/30 Sekunden Light). Als Probenmaterial wurde gemahlenes Pulver verwendet, das in einem Probenbehälter mit einer speziellen Mylarfolie bedeckt wurde. Die Qualitätsprüfung erfolgte mittels der Messung des internationalen Standards NIM-G (SARM 1) von NIMTEK. Der relative Fehler lag bei den angegebenen Elementen stets unter 5 %.

Von ausgewählten Granit-Proben wurden die Minerale separiert und mikroskopisch und mineralchemisch untersucht. Zur Mineralseparation wurde die Probe mithilfe eines Tischbackenbrechers (Retsch BB50 mit Wolfram-Carbid-Backen) je nach beobachteter Korngröße auf eine Größe zwischen 250 und 700 µm zerkleinert und in verschiedene Fraktionen gesiebt. Die verschiedenen K-haltigen Mineralphasen (Biotit, Muskovit und K-Feldspat) wurden mithilfe eines isodynamischen Magnetscheiders (Firma Frantz, Typ L-1) und Schwerentrennung mittels Na-Polywolframat aufkonzentriert. Beim Picken der Mineralseparate wurde darauf geachtet, dass die Körner möglichst rein sind und wenig Einschlüsse enthalten. Die gepickten Minerale wurden anschließend mittels digitalem Tiefenschärfe-Mikroskop der Firma Keyence und einem Objektiv, das eine bis zu 2.000-fache Vergrößerung ermöglicht, untersucht und fotografiert. Die Voruntersuchung der Mineralchemie erfolgte mittels einer laserbasierten Materialanalyse-Einheit für Mikroskope (KEYENCE EA-300 VHX).

3.3.2 Mineralisationen auf den Störungsflächen

Für die Analyse von Mineralisationen auf den Störungsflächen wurde von jeder ausgewählten Probe jeweils ein Dünnschliff senkrecht zur Störungsfläche und einer parallel dazu angefertigt. Dazu wurde das Gestein zunächst mit Epoxidharz imprägniert, um ein Ausbrechen des Belags zu verhindern. Im Rahmen der Voruntersuchungen zur Datierbarkeit wurden hierbei die calcitischen Mineralisationen im Dünnschliff mithilfe von Polarisationsmikroskopie und Rasterelektronenmikroskopie untersucht. Zudem wurde eine Voruntersuchung der Störungsparagenese(n) mittels REM-BSE (Rückgestreute Elektronen) und REM-EDX an einem Rasterelektronenmikroskop (REM) der Firma Zeiss, Typ 960A, durchgeführt. Die Messungen wurden bei einer Beschleunigungsspannung von 20 kV und einem Arbeitsabstand von 28 mm durchgeführt. Nach der Fokussierung im Sekundärelektronenmodus, wurden Aufnahmen ausgewählter Ausschnitte im BSE-Modus aufgenommen. An akzessorisch auftretenden Kristallen im und um den Calcit herum wurde die chemische Zusammensetzung an mehreren Stellen per energiedispersiver Röntgenanalyse (EDX) analysiert. Die aufgenommenen Spektren wurden mit der Software Quantax ausgewertet; der Vergleich der erfassten Peaks mit Referenzspektren ermöglicht es, die Elementzusammensetzung im jeweiligen Messpunkt zu bestimmen.

3.3.3 Tonletten

Die beprobten Tonletten wurden mittels Pulver-Röntgendiffraktometrie (X-Ray Powder Diffraction, XRD) analysiert, um die kristallinen Phasen, die die Haupt- und Nebenminerale in den Tonletten stellen, zu identifizieren. Dazu wurden die Proben mit einem Achat-Mörser zu einem Pulver gemahlen und für die Messung auf Messing-Probenhalter aufgebracht. Die Analysen wurden an einem Röntgendiffraktometer von GE Seifert, X-Ray Diffraction System XRD 3003 TT, durchgeführt. Das Gerät besitzt Bragg-Brentano-Geometrie mit θ - θ Scans im Reflektions-Modus. Zur Phasenidentifizierung wurden die aufgenommenen Diffraktogramme mit dem Programm Match! von Crystal Impact ausgewertet. Dabei ist zu beachten, dass sich die Reflexe von Mineralen überlagern können; ebenso können unter Umständen Minerale mit derselben Kristallstruktur aber unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung nur schwer unterscheidbar sein. Eine weitere Einschränkung besteht bei Mineralen mit einem geringen Anteil in der Probe und somit geringer Intensität der Hauptreflexe, da sie nicht identifiziert werden können. Die Bestimmungsgrenze bei XRD liegt generell bei einem Phasenanteil von ca. 2 Vol.-% der Probe.

ATR-FTIR (Attenuated Total Reflection-Fourier-Transform Infrared Spectrometry) ist eine spektroskopische Technik, die eingesetzt wurde, um weitere Informationen über die molekulare Zusammensetzung der Proben zu erhalten. Die FTIR-Spektroskopie basiert auf der Wechselwirkung von Infrarotstrahlung mit Materie. Jedes Mineral hat eine charakteristische Infrarotabsorptionsfrequenz, was es ermöglicht, verschiedene Minerale zu unterscheiden. Sie ist besonders nützlich für die Charakterisierung von Tonmineralen, da es ihre spezifischen Infrarotabsorptionsbanden gut auflösen kann. Es wurde die ATR Einheit des Thermo Scientific NICOLET iS50 FT-IR für die Messungen genutzt. Jede Probe wurde 16-mal gemessen. Zusätzlich zur Identifizierung der funktionellen Gruppen wurde für die Identifizierung der Mineral(-gruppen) das ENVI Spectral Analyst-Tool und die ASTER Mineral Spectral Library (mineral_jhu_nicolet_2287_transmit.sli) verwendet.

Bei positivem Illit-Befund wurde das Material in deionisiertem Wasser dispergiert und die Korngrößenfraktionen < 2 µm mithilfe von Atterberg-Zylindern (Anwendung des Stoke'schen Gesetz) für weitere Analysen separiert.

4 Ergebnisse und Interpretation

4.1 Analyse des Nebengesteins

Bei den Nebengesteinen der untersuchten Störungen handelt es sich stets um Granitoide. Hauptminerale sind Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit und Muskovit in verschiedenen Anteilen (Abb. 4). Die Klassifikation mittels Streckeisen (QAP)-Diagramm ergab eine Zusammensetzung von Granit bis Granodiorit basierend auf verschiedenen Verhältnissen von Plagioklas zu Kalifeldspat.

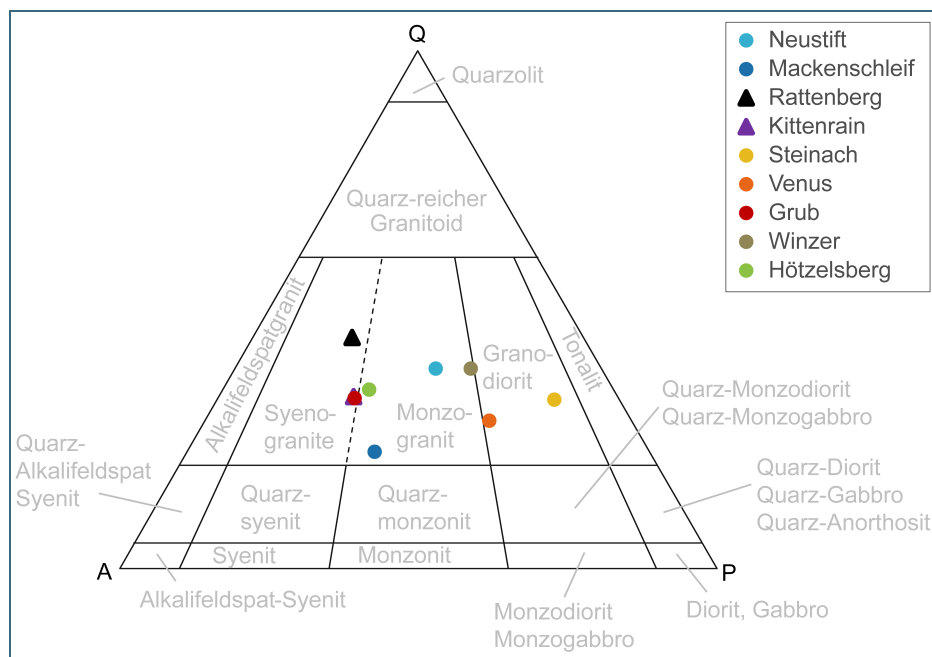


Abb. 4: Klassifikation des Nebengesteins nach Streckeisen (1973)

Die für die Datierung relevanten Minerale Biotit und Muskovit liegen größtenteils als idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle vor, deren Korngröße zwischen 200 µm und 1 mm variiert. Sie zeigen meist Auswirkung mechanischer Beanspruchung und weisen häufig deutliche Risse auf (siehe beispielsweise Abb. 5). Teilweise enthalten sie Fluid- und Mineraleinschlüsse. Hinweise auf eine sekundäre Alteration konnte in den Nebengesteinsproben aus Raining, Mackenschleif, Grub, Steinach und Hötzelberg in Form einer teilweisen Chloritisierung der Biotite und/oder Serizitisierung der Feldspäte

beobachtet werden. Der Granit aus Neustift fällt hierbei durch eine besonders starke Serizitisierung der Plagioklase auf.

Die Biotit-Struktur besteht aus einer T-O-T-Stapelfolge von SiO_4 -Tetraederschichten und mit Aluminium und Magnesium bzw. Eisen besetzten Oktaederschichten, sowie einer Zwischenschicht, die Kalium als Kation enthält. Während der Chloritisierung werden Kaliumionen (K^+), die zwischen den Schichten von Biotit eingebettet sind, durch Fluide ausgelaugt und sukzessive durch Magnesium- und Eisenionen und -hydroxide (Brucit) ersetzt – sie werden chloritisiert (Velde 1992) (Abb. 5). Die chloritisierten Biotite können allerdings aufgrund des Kalium-Verlusts nicht mehr für die Datierung genutzt werden.

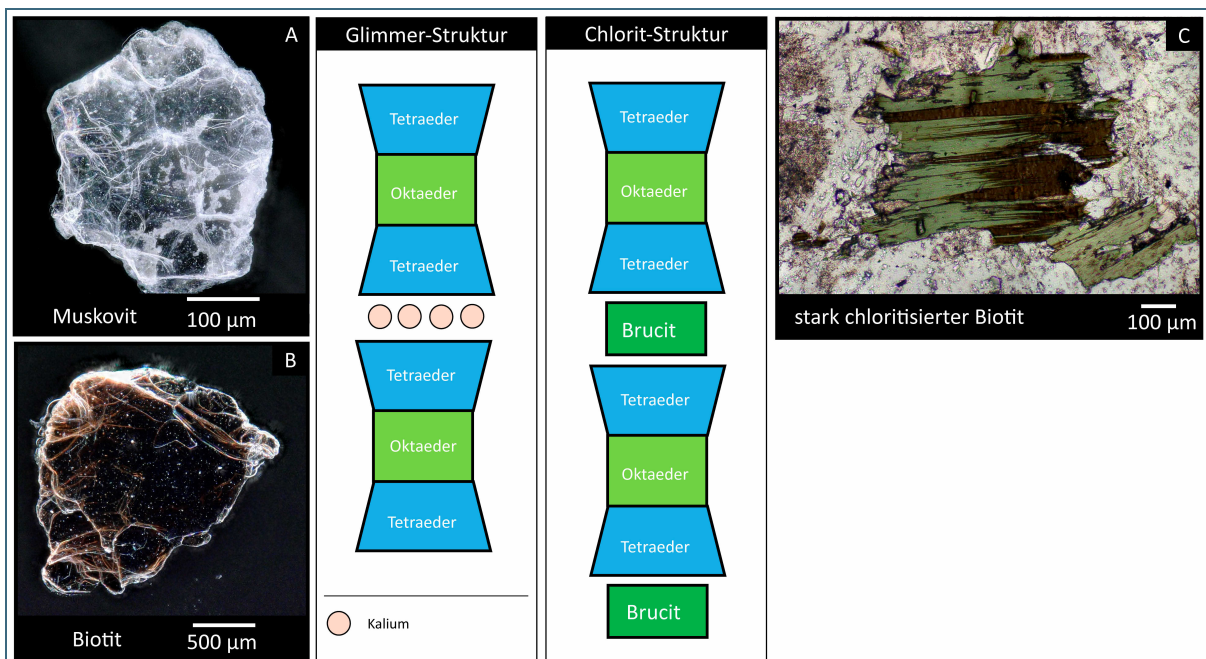


Abb. 5: Struktur von ausgewählten Schichtsilikaten mit Aufnahmen mittels digitalem Tiefenschärfe-Mikroskop von: A) Muskovit aus dem Granit im Steinbruch Grub; B) Biotit aus dem Granit im Steinbruch Neustift; C) Stark chloritisierter Biotit aus dem Steinbruch Hötzensberg im Dünnschliff.

4.2 Mineralbildungen auf den Störungsflächen

Auffällig ist, dass auf den Flächen der beobachteten Störungen unterschiedliche Mineralbildungen beobachtet werden können. Hierbei handelt es sich meist um monomineralische Bahnen, das heißt es liegt ein Hauptmineral begleitet von Akzessorien vor. Makroskopisch ist in der Regel das Hauptmineral erkennbar. Zwei verschiedene Typen können unterschieden werden: Oft sind es calcitische Beläge. Diese wurden beispielsweise im Steinbruch Grub und Steinach beobachtet (Tab. 1). Es können auch Tonletten vorliegen, wobei die Tonminerale dominieren. Auffällig ist, dass die calcitischen Beläge nie gemeinsam auf einer Störungsfläche mit den Tonletten beobachtet werden. Allerdings können Störungen mit Calcit-dominierten Belägen und Tonmineral-dominierten Störungsletten sehr wohl innerhalb eines Aufschlusses vorkommen, wie z. B. in Grub und Hötzensberg (siehe Tab. 1). Sie wurden jedoch nie gemeinsam auf der gleichen Störungsfläche beobachtet.

Neben Calcit und den Tonmineralen können in einigen Aufschlüssen auch Zeolith, Fluorit, Feldspat, Eisenhydroxide und Quarz makroskopisch beobachtet werden (Tab. 1). Vereinzelt konnten zusätzlich die Minerale Talk, Graphit, Muskovit und Pyrit bereits makroskopisch auf Störungsflächen identifiziert werden.

Eine Besonderheit stellen die Zeolith-Bänder dar, die vereinzelt entlang der Störungen vorkommen. Mikroskopische Untersuchungen zeigten, dass die Zeolith-Bildungen sowohl mit calcitischen Belägen (in Rattenberg und Hötzelsberg) als auch gemeinsam mit Tonmineralen (in Hötzelsberg) vorkommen.

Tab. 1: Zusammenfassung makroskopisch erkennbarer Mineral-Bildungen auf den Störungsflächen in 13 verschiedenen Steinbrüchen (x: LMU-Befund, x: LfU Befund)

Steinbruch	Calcit	Tonminerale	Zeolith	Fluorit	Feldspat	Eisenhydroxide / Eisenoxide	Quarz
Bogenberg	x						
Grub	x	x		x			
Hinterreckenberg		x				x	
Hötzelsberg	x	x	x				x
Kittenrain		x		x			x
Mackenschleif	x			x	x	x	x
Frauenmühle (Metten)		x					x
Neustift		x				x	x
Raning	x	x				x	x
Rattenberg	x	x				x	x
Steinach	x						x
Venus	x						x
Winzer	x					x	x

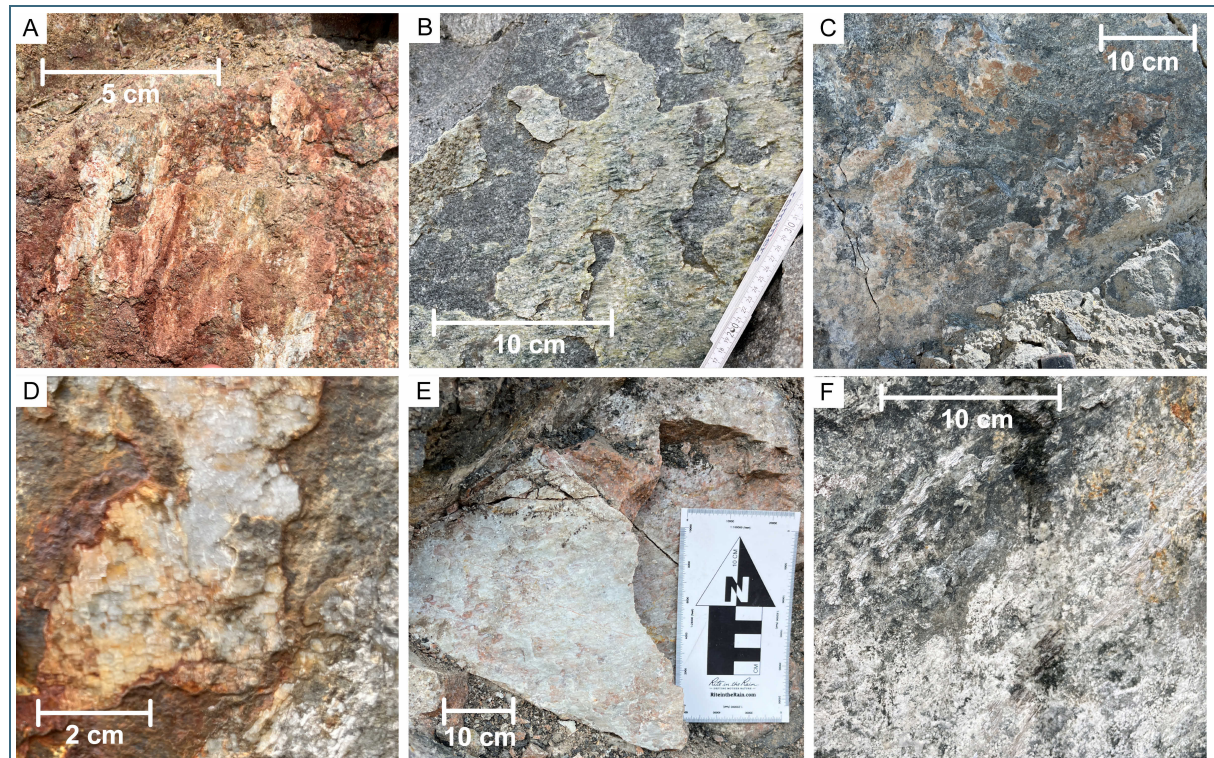


Abb. 6: Granitoide mit Calcit-mineralisierten Störungsflächen mit Harnisch. A) Calcit-Fasern mit Eisenoxid im Steinbruch Grub; B) Calcit-Ader mit Harnisch im Steinbruch Steinach; C) Calcit-Fasern im Steinbruch Hötzelsberg; D) Calcit-Fasern mit Eisenhydroxid im Steinbruch Rattenberg; E) Calcit-Ader im Steinbruch Mackenschleif; F) Calcit-Fasern im Steinbruch Venus.

Da Calcit in situ datierbar ist, wurde der Fokus auf diese Art der Mineralisation gelegt. Die Datierung kann hier nämlich direkt am Dünnschliff des Calcits mithilfe von Laser-Ablation-Induktiv-gekoppelten Plasma-Massenspektrometrie (LA-ICP-MS) durchgeführt werden. So kann die Altersbestimmung und chemische Analyse am selben Stück parallel erfolgen. Die Calcit-mineralisierten Störungsflächen treten in den beprobten Steinbrüchen in verschiedenen Varianten auf (Abb. 6). Am häufigsten treten sie in Form von Extensionsadern auf, stellenweise gibt es Fasercalcite.

Es wurden Proben mit Calcit Mineralisationen aus sechs verschiedenen Steinbrüchen mikroskopisch untersucht. Das Augenmerk wurde dabei auf Wachstumsstrukturen des Calcits und die Mineralassoziationen im umliegenden Gestein gelegt. Zusätzlich wurden mit REM-EDX die chemische Variabilität der Calcit-Beläge analysiert.

Hötzelsberg

Im Steinbruch Hötzensberg (Abb. 7) wurde eine orientierte Probe genommen und ein Dünnschliff senkrecht zur Störungsfläche (Fallrichtung: 018° / Fallwinkel: 86°) erstellt, um den Übergang vom Nebengestein zur Störung zu erfassen. Hier ist die Beziehung zwischen Granit und dem auf der Fläche aufgewachsenen Calcit gut zu erkennen. Der Calcit an der Oberfläche des Granits ist massig. Er zeigt keine klaren Kristallstrukturen. Im Calcit befinden sich akzessorisch Einschlüsse von Apatit und Zirkon. Entlang eines Bruchs oder einer Kluft ragen idiomorphe bis hypidiomorphe Zeolith-Kristalle in den Calcit hinein. Eine Besonderheit sind idiomorphe Pyrit-Kristalle, die häufig am Kontakt zwischen Calcit und Zeolith auftreten (Abb. 7C, D). Spannungsrisse, die vom Pyrit aus in den Calcit hineinragen, deuten auf eine jüngere Genese des Pyrits hin. Zusätzlich zu dem Calcit, der auf der Oberfläche vorkommt, sind Calcit-Adern senkrecht zur Störungsfläche zu beobachten.

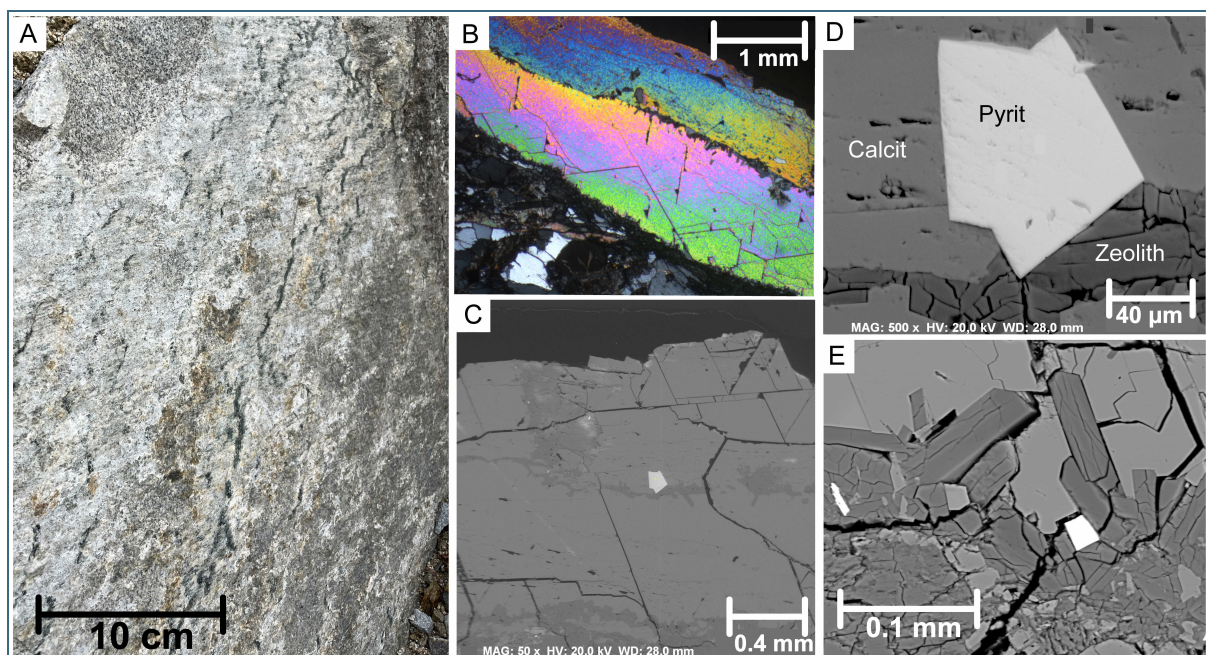


Abb. 7: Calcit im Steinbruch Hötzensberg: A) Feldfoto von Calcit auf Störungsfläche im Steinbruch Hötzensberg; B) Calcit-Belag auf der Störungsfläche im Dünnschliff unter gekreuzten Polarisatoren; C) BSE Bild von Calcit-Belag auf der Störungsfläche; D) Pyrit am Kontakt zwischen Zeolith und Calcit-Belag; E) BSE-Bild von Zeolith-Rasen bedeckt von Calcit.

Rattenberg

Im Steinbruch Rattenberg sind nur wenige Flächen mit Calcit belegt. Diese folgen keiner einheitlichen Orientierung. Abb. 8 zeigt eine Calcit-Schicht auf der Oberfläche der Störungsfläche ($161^\circ/86^\circ$). Die Mineralassoziationen ähneln denjenigen in Hötzensberg. Der Calcit ist auch hier

xenomorph und von Spannungsrissen durchzogen. Es fällt auf, dass einige hypidiomorph gewachsene Zeolith-Kristalle in den Calcit hineinwachsen. Im Zeolith hingegen treten etwa 10 µm große hypidiomorphe Pyrit-Kristalle auf.

Aufgrund der mineralogischen Untersuchung der Störungflächen in Rattenberg und Hötzensberg können die dort beobachteten Minerale mindestens zwei Bildungsphasen zugeordnet werden. Die erste Bildungsphase stellt die Paragenese von Calcit mit Apatit und Zirkon, gefolgt von der zweiten Bildungsphase mit einer Zeolith-dominierten Paragenese, der mit Ilmenit vergesellschaftet ist. Die jüngere Bildung der Zeolithe ist dadurch belegt, dass Zeolith-Kristalle in den Calcit hineinwachsen, wodurch Spannungsrisse im Calcit verursacht wurden. Diese konnten in beiden Dünnschliffen beobachtet werden (Abb. 7C und Abb. 8E). Da im Schliff aus Hötzensberg Spannungsrisse im Calcit vorliegen, die von Pyrit-Kristallen ausgehen, können diese einer jüngeren, evtl. dritten Bildungsphase angehören. Im Schliff aus Rattenberg sind diese im Calcit nicht so gut erkennbar. Weitere mikroskopische Untersuchungen sind insbesondere im Hinblick auf Cross-Cutting-Relationships und zeitlicher Abfolge der verschiedenen Phasen vorgesehen.

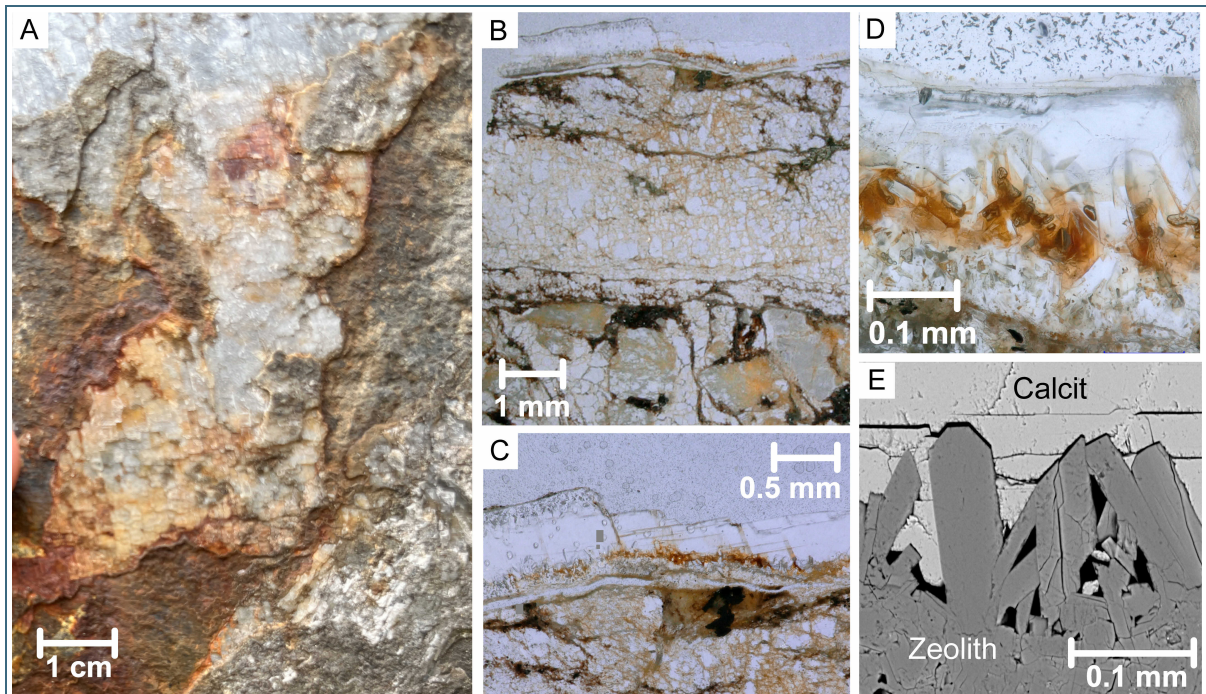


Abb. 8: Calcit-Mineralisation auf Granitoid im Steinbruch Rattenberg: A) Feldfoto von Calcit-Fasern auf Störungsfläche im Steinbruch Steinach; B–D) Calcit am Kontakt zum Granitoid; orientierter Dünnschliff senkrecht zur Störungsfläche; E) BSE-Bild von Zeolith-Rasen bedeckt von Calcit.

Auch in den anderen Calciten wurden mikroskopisch Episoden von Mineralparagenesen festgestellt (Tab. 2). So tritt der Calcit häufig gemeinsam mit Baryt, Apatit, Zirkon und Rutil auf. Leidglich im Steinbruch Grub ist im Calcit auch Titanit zu finden.

Bei Betrachtung der mineralchemischen Zusammensetzung der verschiedenen Calcite auf den Störungsflächen fallen einige Unterschiede auf. Der Calcit enthält fast immer geringe bis mittlere MnO-Gehalte von 0,5 bis über 2 Gew.-% (Abb. 9). Die Calcite von Grub, Steinach und Winzer enthalten zudem teilweise erhöhte FeO-Gehalte von bis zu 1,3 Gew.-%. Bei den Calciten von Rattenberg und Hötzensberg handelt es sich jedoch um „reinen“ Calcit ohne Mn- oder Fe-Verunreinigungen. Das sind zudem genau die zwei Vorkommen, die neben der calcitischen Paragenese noch eine zeolithische Paragenese aufweisen, in der auch Ilmenit akzessorisch vertreten ist. Die mineralchemische Untersuchung zeigte, dass der Ilmenit sowohl in Hötzensberg als auch in Rattenberg einen relativ hohen Mn-Gehalt

verzeichnet. Die deutet darauf hin, dass es im Zuge der zeolithischen Phase zu einer „Reinigung“ des Calcits kam und Mn durch die Bildung von Ilmenit aufgenommen wurde.

Tab. 2: Zusammenfassung mikroskopisch erkennbarer Mineralparagenesen auf den mit Calcit mineralisierten Störungsflächen (x: vorhanden)

Paragenese	Calcit-dominierte Paragenese					Eigene Phase?	Zeolith-dominierte Paragenese assoziiert mit der Calcit-dominierten Paragenese		
	Calcit	Baryt	Apatit	Zirkon	Rutil		Pyrit	Zeolith	Ilmenit
Hötzelsberg	x		x	x		x	x	x	x
Rattenberg	x					x	x	x	
Steinach	x				x	x			
Venus	x	x				x			
Winzer	x			x	x				
Raning	x	x	x	x	x				
Grub	x		x		x				x

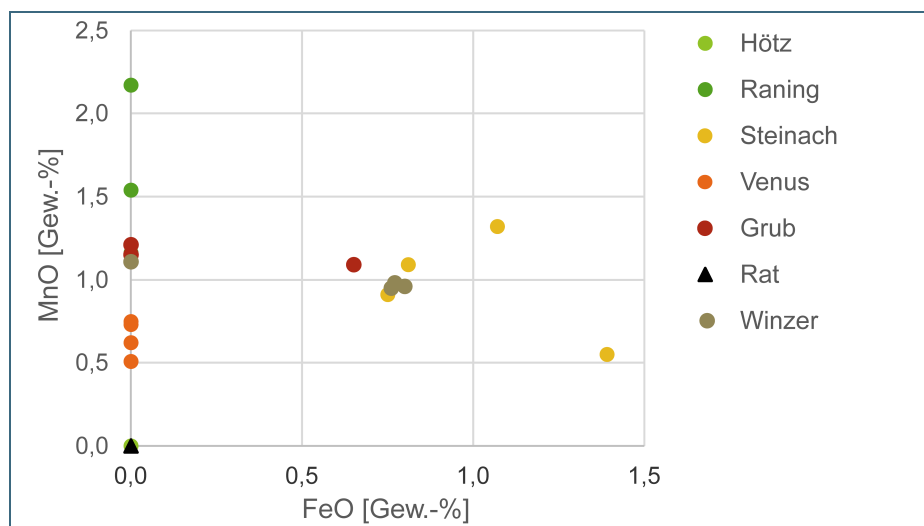


Abb. 9: Geochemische Zusammensetzung von Calcit aus verschiedenen Fundorten, dargestellt als Gehalt an FeO [Gew.-%] gegen MnO [Gew.-%].

4.3 Tonhaltige Störungsletten

Die Störungsletten treten in diversen Ausprägungen in den Steinbrüchen auf (Abb. 10). Was insbesondere in den Steinbrüchen Hinterreckenberg und Hötzelsberg sowie in der Mine Kittenrain auffällt, ist die enorme Ausdehnung der Störungsletten senkrecht zu den Störungsflächen von bis zu einem Meter im Vergleich zur Verfolgbarkeit entlang des Streichens der Störung. Die Letten lassen sich oft nur über wenige Zehner bis Hunderte Meter in den Steinbrüchen verfolgen, wobei sie teils Mächtigkeiten von 1 m erreichen. Die Störungsletten in den Steinbrüchen Grub und Frauenmühle (Metten) sind hingegen eher dünn (1–10 cm).

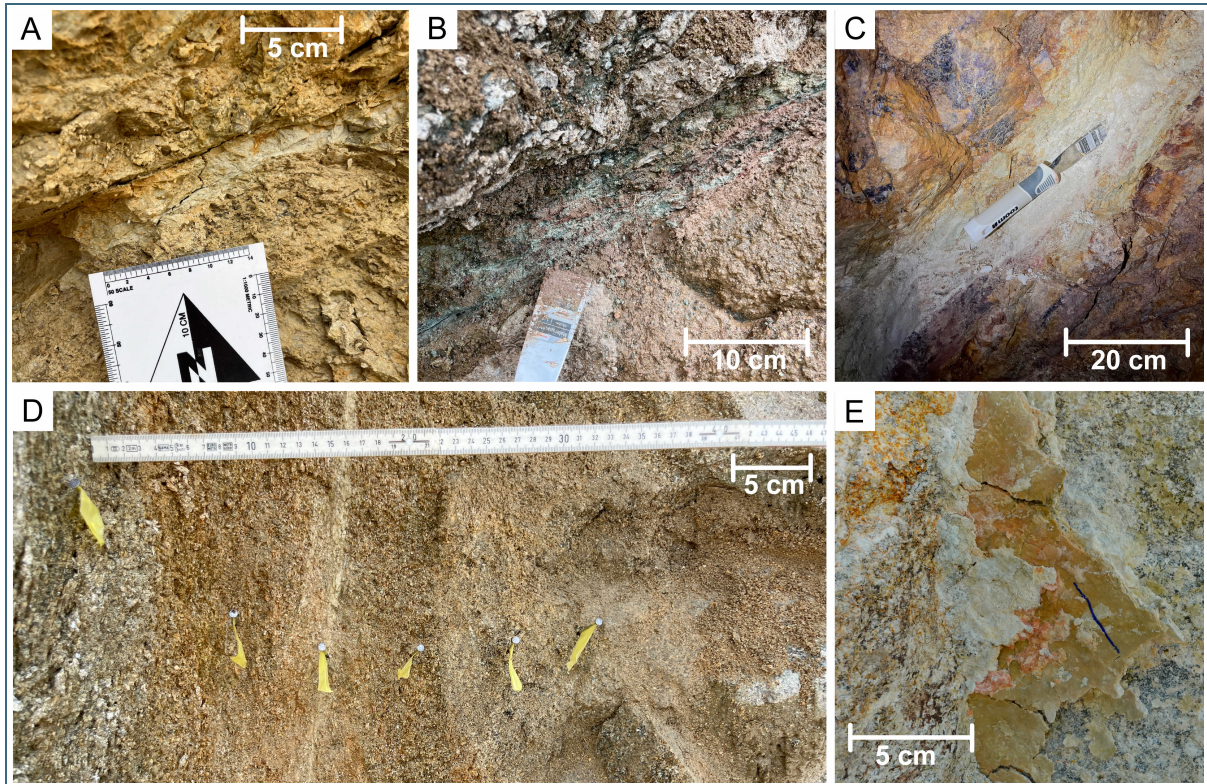


Abb. 10: Typen von Störungsletten im Vorderen Bayerischen Wald: A) Homogene massige Störungsletten, etwa 50 cm mächtig, aber lateral nur etwa 30 m zu verfolgen im Steinbruch Hinterreckenberg; B) Dünne heterogene Störungsletten mit circa 1 cm dicken tonigen Bändern im Steinbruch Grub; C) Homogene Störungsletten aus weißem tonigen Material in der Mine Kittenrain; D) Heterogene Störungsletten mit Übergang von alteriertem Granit zu einem feinen tonigen Band im Zentrum im Steinbruch Hötzensberg; E) Homogener etwa 1 cm mächtiger toniger Belag auf Störungsfläche im Steinbruch Frauenmühle (Metten).

Mittels FTIR-Analyse konnte in allen fünf untersuchten Störungsletten Illit nachgewiesen werden (Abb. 11). Von allen Proben wurde zur näheren Untersuchung der reinen Tonfraktion eine Korngrößenfraktion unter $2\ \mu\text{m}$ abgetrennt und nochmals mit FTIR analysiert. Die Proben aus Kittenrain, Hinterreckenberg und Grub zeigen dabei eine eindeutige Anreicherung von Illit in der feinsten Fraktion. Die Proben aus Frauenmühle (Metten) und Hötzensberg enthielten von Anfang an weniger Quarz, sondern hauptsächlich Illit, aber auch hier zeigt sich eine Anreicherung von Illit in der feineren Fraktion.

Da sich die Störungsletten im Steinbruch Hötzensberg im Gegensatz zu allen anderen untersuchten Standorten sehr heterogen präsentieren, wurde hier ein Profil mit sieben Proben untersucht (Abb. 12). Das Profil ist etwa 30 cm breit.

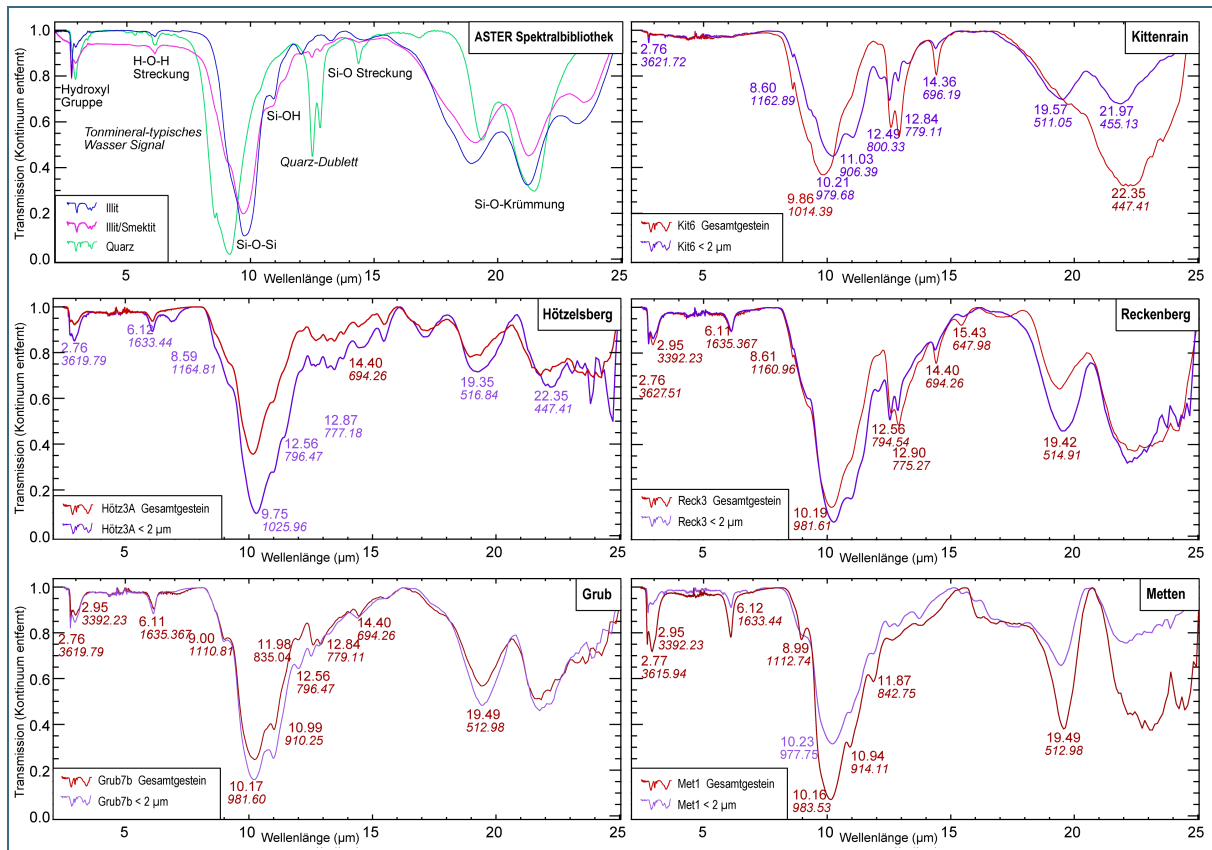


Abb. 11: ATR-FTIR Signal von Quarz und Illit aus der ASTER Datenbank sowie gemessene ATR-FTIR Spektren für jeweils die Gesamtgesteinsproben sowie die Fraktion $< 2 \mu\text{m}$. Die Werte der Peaks sind jeweils in Wellenlänge und Wellenzahl angegeben.

Sowohl mineralogisch als auch geochemisch passen die Analysen zum makroskopischen Bild der Störungsletten. Die geochemischen Daten illustrieren gut die chemische Variation entlang des Profils und spiegeln hier die durch die XRD bestätigte Mineralogie wider. Von links nach rechts umfasst das Profil chemisch alterierten Granit, gefolgt von einem Smektit/Illit-reichen Tonmineral-Band. Rechts davon befindet sich ein etwa 1 cm breites Zeolith-Band, gefolgt von mechanisch beanspruchtem und alteriertem Granit. Abgeschlossen wird es wieder durch den alterierten Granit. Die Abgrenzung zum Nebengestein ist sehr deutlich durch einen scharfen Kontakt zu erkennen.

Die alterierten Granite, repräsentiert durch die Proben Höt1 und Höt4–7 zeigen sowohl geochemisch als auch mineralogisch eine relativ ähnliche Zusammensetzung, die auf einen mehr oder weniger stark alterierten Granit hindeutet. Das Tonmineral-Band, repräsentiert durch die Probe Höt2 unterscheidet sich nicht nur äußerlich signifikant vom Rest des Störungsmaterials, sondern auch durch einen erhöhten SiO_2 - und niedrigeren Al_2O_3 -Gehalt. Der K_2O -Gehalt ist ebenso wie der CaO -Gehalt etwas geringer als im Granit. Diese Beobachtungen in Kombination spiegeln den dominanten Anteil an Smektit/Illit wider. Zudem konnten dort erhöhte Gehalte an Fe_2O_3 , TiO_2 und Cr beobachtet werden. Diese spiegeln einen höheren Anteil an Ilmenit wieder. Des Weiteren ist auch Zn in diesem Band signifikant erhöht.

Das helle feinkörnige Zeolith-Band wird durch die Probe Höt3 repräsentiert. Die Phasenbestimmung mittels XRD ergab einen erhöhten Anteil an Zeolith, genauer gesagt Laumontit. Dieser fällt in der geochemischen Analyse durch einen erhöhten Ca- und verringerten K-Anteil im Vergleich zum restlichen Material auf. Zudem ist auch hier der Gehalt an Fe stark erhöht, wobei Ti und Cr nur leicht erhöht sind. Auch hier weist dies auf einen höheren Anteil an Ilmenit hin. Zn ist hier nur minimal höher als im alterierten Granit.

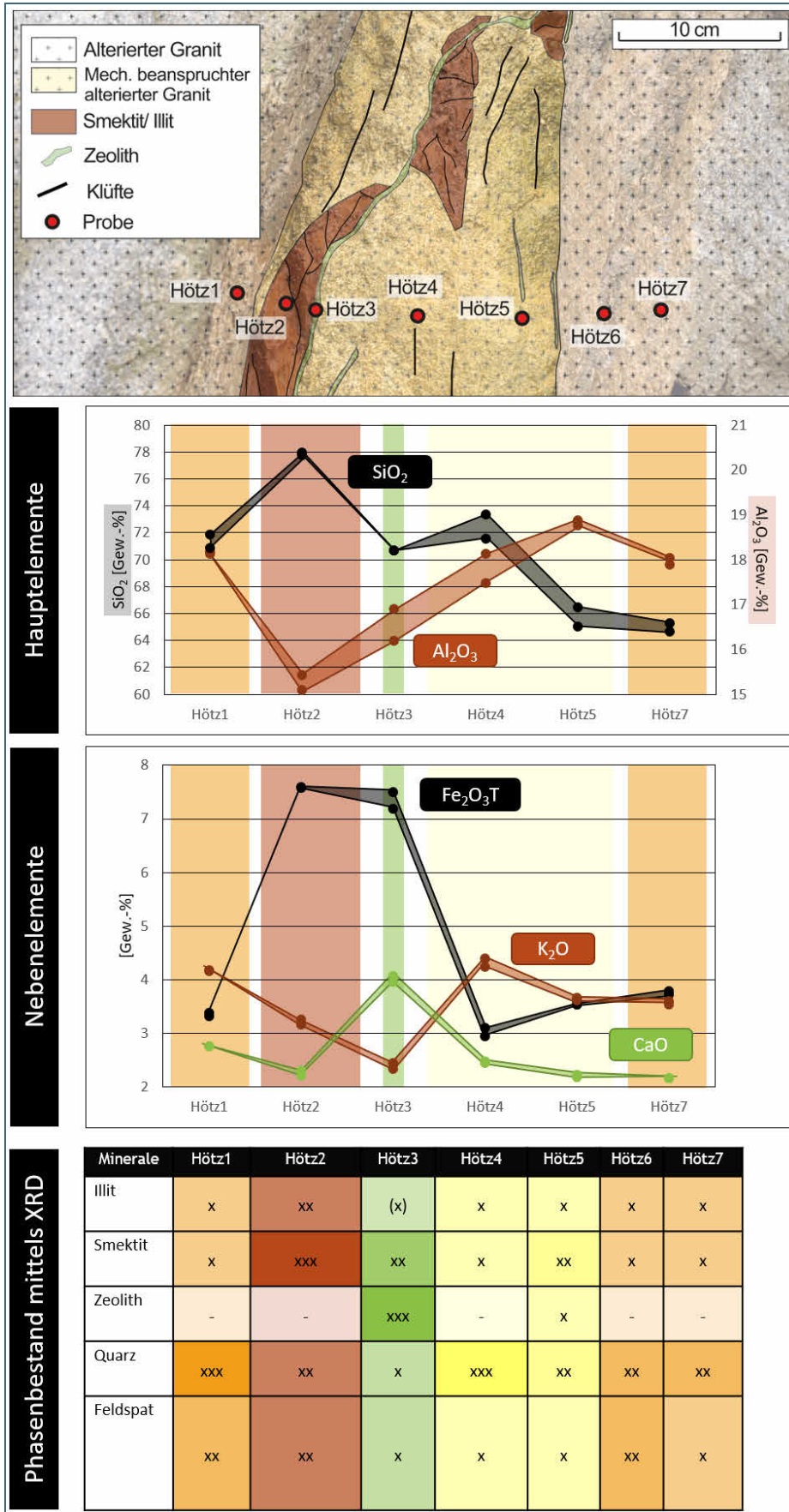


Abb. 12a: Profil über die Störungsletten im Steinbruch Hötzelberg mit Ergebnissen der pRFA-Analysen (Haupt- und Nebenelemente) und Phasenbestand der Proben mittels Pulver-XRD;

Hauptbestandteil: xxx, Nebenbestandteil: xx, geringer Anteil: x, im XRD-Spektrum nicht eindeutig identifizierbar: (x), im XRD-Spektrum nicht nachweisbar: -.

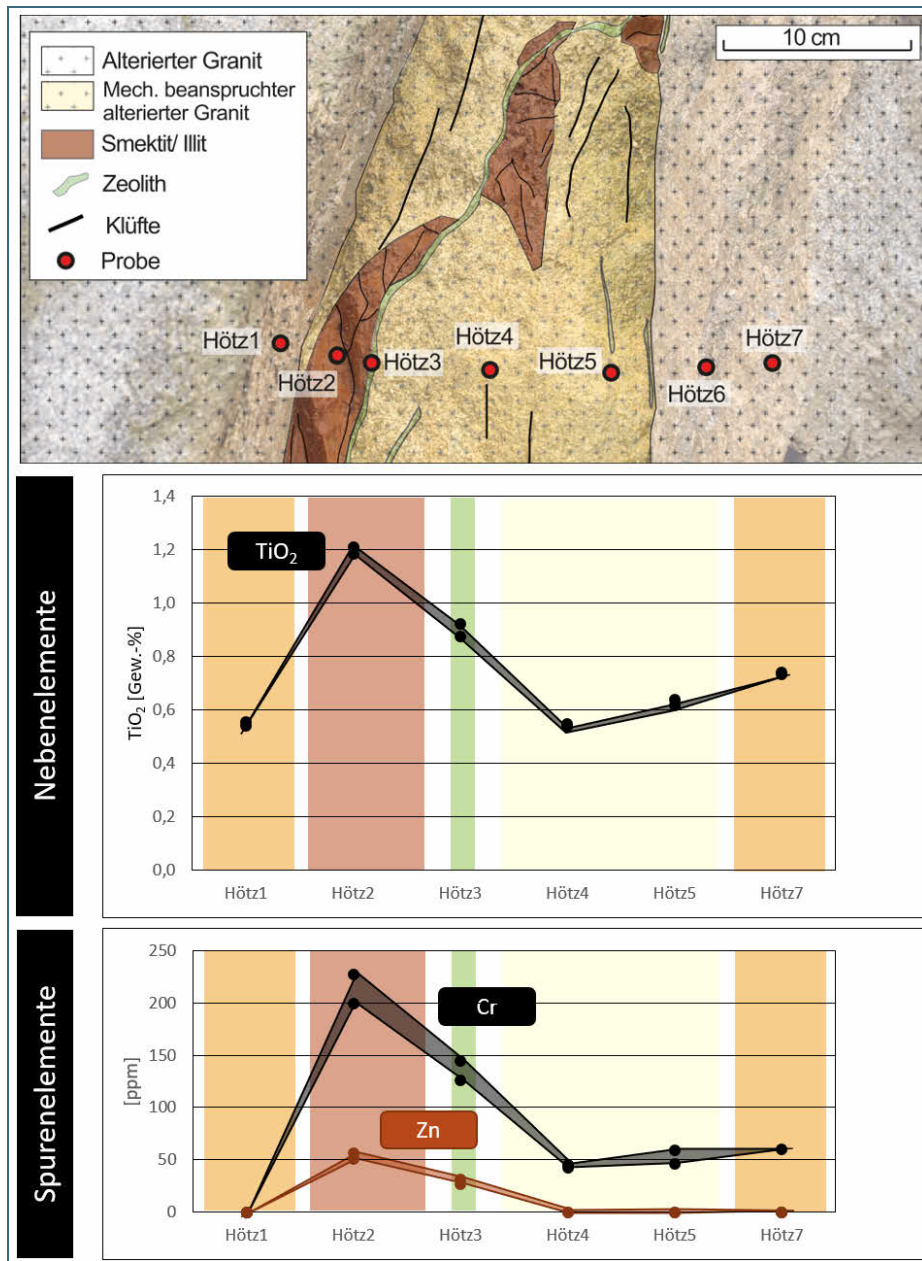


Abb. 12b: Fortsetzung Neben- und Spurenelemente

Ein zweites Profil, welches etwa 2 m oberhalb des ersten Profils über dieselbe Störung gezogen wurde, bestätigt diese Beobachtungen.

5 Diskussion

5.1 Welche Datierungsmethoden kommen an den ausgewählten Steinbrüchen in Frage?

5.1.1 ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Thermochronologie

Eine Möglichkeit, die Störungsentwicklung zu konstruieren, besteht darin, die thermische Geschichte der exhumierten Granite zu analysieren. Thermochronologische ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Ansätze, die auf der kontrastierenden Diffusion von Argon in K-haltigen Mineralen mit variablem Rückhaltevermögen beruhen, werden zunehmend zur Aufklärung komplexer Abkühlungsvorgänge eingesetzt (Friedrich et al. 1999;

McDougall & Harrison 1999 und Verweise darin). Die Datierung von K-haltigen Mineralen basiert auf dem radioaktiven Zerfall von Kalium-40 (^{40}K) zu Argon-40 (^{40}Ar). Die in Störungszonen entstehende Reibungserhitzung kann diese Datierung je nach Stärke des Erdbebens und thermischer Leitfähigkeit der Gesteine auf Skalen von mehreren Metern bis hin zu Kilometern beeinflussen, indem sie das ursprüngliche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnis verändert. Dies wird als „partielles oder vollständiges Zurücksetzen der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Uhr“ bezeichnet (Schaen et al. 2020). Dieser Effekt kann gezielt genutzt werden, um den Zeitpunkt der Störungsaktivität zu datieren, indem man Proben aus der Störungszone im Detail untersucht. Hierfür eignen sich insbesondere K-haltige Glimmer wie Biotit und Muskovit.

Um festzustellen, ob ein zurückgesetztes Alter von $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tatsächlich durch Störungsaktivität entstanden ist, müssen verschiedene geologische und petrologische Aspekte berücksichtigt werden. So ist ein Anzeichen für lokale Aufheizung beispielsweise, wenn die Mikrostruktur des Minerals mechanische Beanspruchung oder hydrothermale Prozesse zeigt. Das sind beispielsweise deformierte oder gebrochene Kristallstrukturen sowie strukturell kontrollierte Mineralneubildungen. Dazu zählen beispielsweise Fluorit, Chlorit oder andere hydrothermale Minerale. In den Dünnschliffen des Nebengesteins konnten neben teilweise chloritisierten Biotiten auch serizitisierte und teils gebrochene Feldspäte gefunden werden, was für eine spröde Deformation des Gesteins spricht. Bei der Serizitisierung von Plagioklas handelt es sich um einen Alterationsprozess bei niedrigen Temperaturen (von 100 bis 300 °C), wie er häufig bei hydrothermalen Alteration in epithermale Umfeld auftritt. Die Datierung dieser serizitisierten Plagioklase könnte beispielsweise die Möglichkeit bieten, den Zeitpunkt der Alteration zu bestimmen (Pati et al. 2010), welche in direktem Zusammenhang mit hydrothermalen Fluiden während der Störungsaktivität stehen kann.

Unstimmigkeiten bei der Datierung können durch eine unvollständige Trennung der Minerale und/oder eine Fragmentierung der größeren Mineralkörner während des Zerkleinerns der Gesteine kommen, wodurch Mischungen von Komponenten mit unterschiedlichen Isotopensignaturen entstehen. Um dies zu vermeiden, wurden die Mineralkörner unter dem Auflichtmikroskop handgepickt.

5.1.2 K-Ar Geochronologie von Illit

Eine weitere Methode, um den Zeitpunkt der Störungsaktivität einzugrenzen, ist die K-Ar-Datierung von Illit, der in der Störungszone entstanden ist (Viola et al. 2016; Zwingmann & Mancktelow 2004). Illit ist ein Schichtsilikat mit einem Interplanarabstand (d-Abstand) von 10 Å. Im Vergleich zu anderen Tonmineralen enthält Illit mehr Kalium, wodurch es mittels K-Ar-Geochronologie datierbar ist. Während herkömmliche Glimmer wie Muskovit und Biotit eine sehr geordnete Schichtstruktur mit einer charakteristischen Spaltbarkeit besitzen, ist Illit weniger geordnet, enthält mehr Wasser und zeigt im direkten Vergleich zu diesen Glimmern geringere Kalium-Gehalte auf (Abb. 5 und Abb. 13) (Gaudette et al. 1964).

Illit bildet ein Zwischenglied bei der Umwandlung von Tonmineralen zu Muskovit. Es entsteht unter diagenetischen Bedingungen (100–300 °C) durch die Adsorption von ausgelaugtem K durch andere Tonminerale (Garrels 1984; Inoue et al. 1988; van de Kamp 2008; Pytte & Reynolds 1989; Reynolds & Hower 1970; Środoń et al. 1986; Weaver 1967).

Illit kann in verschiedenen geologischen Umgebungen und unter verschiedenen physikalisch-chemischen Bedingungen entstehen. Das Mineral wurde unter anderem in Böden (Gaudette et al. 1964; Laird & Nater 1993), in siliziklastischen Sedimenten als Produkte der chemischen Verwitterung und in fluvialen Sedimenten gefunden (Weaver 1967). Es tritt häufig als Verwitterungsprodukt von Feldspat, Muskovit und Biotit besonders in rezenten mitteleuropäischen Böden auf (Schwertmann & Niederbudde 1993). Das gilt besonders für Böden über glimmerreichen Intrusiva, wie sie im Untersuchungsgebiet vorzufinden sind.

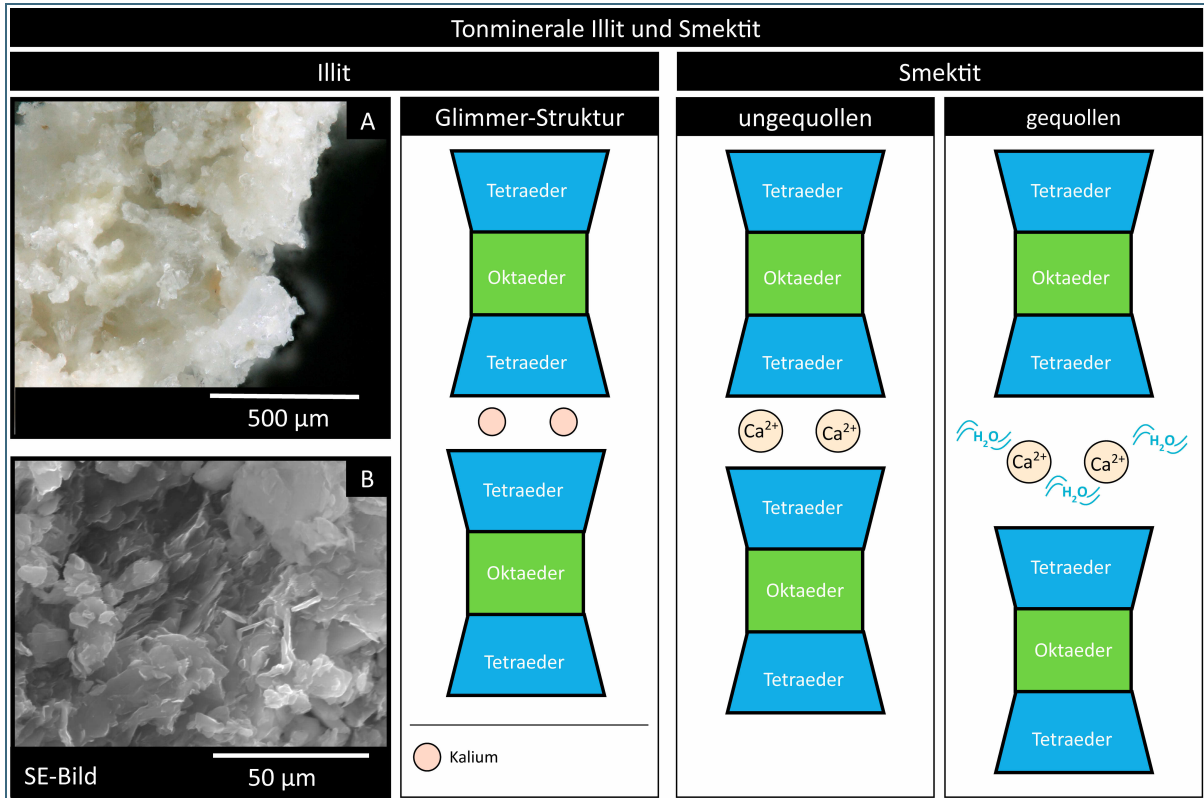


Abb. 13: Struktur von Illit und Smektit mit Aufnahmen: A) mittels digitalem Tiefenschärfe-Mikroskop von Tonletten aus dem Steinbruch Hötzelsberg; B) mittels Rasterelektronenmikroskop von Tonletten aus dem Steinbruch Hinterreckenberg.

Es ist damit klar, dass Illit sowohl als detritisches als auch authigenes Mineral in Böden und Sedimenten und als hydrothermales (authigenes) Mineral in Störungs- und Alterationszonen vorkommen kann. Je nach geologischen Bedingungen gibt es keinen Grund, das gleichzeitige Vorhandensein von detritischem und hydrothermale Illit in Störungszonen auszuschließen. Zudem ist reiner Illit in geologischen Umgebungen ziemlich selten, da das Mineral dazu neigt, in Mischschichtform mit anderen Tonmineralen wie Smektit aufzutreten (Weaver 1967, Garrels 1984; Inoue et al. 1988; van de Kamp 2008).

Um die Wahrscheinlichkeit zu erhöhen tatsächlich die Störungsaktivität zu datieren, ist es wichtig den gesamtgeologischen Zusammenhang von regionaler Tektonik bis hin zur Geochemie und Mineralogie der Störung genau zu untersuchen. Während die diagenetische Entstehung von Illit ein langsamer Prozess auf Skalen von Millionen von Jahren ist, kann spröde Deformation entlang von Störungen die Umwandlungsrate von Smektit zu Illit schon bei Temperaturen ab 100 °C drastisch erhöhen (Vrolijk & van der Pluijm 1999). Daher sind tonige Störungsletten bekannt dafür, einen vergleichsweise hohen Anteil an authigenem Illit zu enthalten, der aus störungslokalisierten, migrierenden hydrothermalen Flüssigkeiten ausgefällt ist (Tsukamoto et al. 2020; Vrolijk et al. 2018; Vrolijk & van der Pluijm 1999). Authigener Illit in Störungszonen tritt in der Regel in Form von feinen, gleichmäßig verteilten Körnern auf, während detritischer Illit häufiger in Form von Aggregaten oder Schichten vorliegt (Wilkinson et al. 2014). Außerdem reichert sich authigener Illit in den feineren Korngrößenfraktion (< 0,2 µm) an, während detritischer Illit aus Böden in einer gröberen Fraktion vorliegt (Clauer et al. 2012). Um die Datierung detritischer Illite zu vermeiden, wird der Fokus auf die kleinste Tonfraktion gelegt. Des Weiteren kann eine Analyse der enthaltenen Spurenelemente (Seltene Erden) in den Illiten helfen die Herkunft dieser zu entschlüsseln (Šegvić et al. 2021).

Es ist zu beachten, dass verschiedene Tonfraktionen unterschiedliche Altersdaten liefern können, abhängig von der Größe der Kristalle und möglicher Verunreinigungen mit K-Feldspat oder Muskovit aus

dem Wirtsgestein. Ein Vorteil der Datierung von authigenen Illiten ist, dass die Daten gut mithilfe von anderen Geochronometern überprüft werden können. Die Entstehungstemperaturen liegen nämlich zwischen der Ausheilungstemperatur von Spaltspuren in Zirkon (~240 °C) (Rahn et al. 2004) und der oberen Grenze der teilweisen Ausheilungszone von Apatit (~110 °C) (Duddy et al. 1988).

Die konventionelle K-Ar-Methode ist bei der Datierung von Illit im Gegensatz zur neueren $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode besser geeignet, unter anderem da der analytische Ansatz gut bekannt und leicht kontrollierbar ist (Bense et al. 2014; Davids et al. 2013; Heineke et al. 2019). Das Problematische bei der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode ist, dass es dort während der Messung des Argonanteils zum sogenannten „Argon - Rückstoß-Effekt“ kommen kann. Dabei wird ein Teil des radioaktiven Argons durch den Rückstoß von Atomkernen aus dem Kristallgitter freigesetzt, was zu ungenauen Altersbestimmungen führen kann. Besonders gravierend ist dieser Effekt bei Tonmineralen, da diese aufgrund ihrer geringen Korngröße eine größere Oberfläche als andere Minerale haben. Bisher gibt es keine zuverlässige Methode diesen Effekt zu verhindern (Clauer et al. 2012).

5.1.3 U-Pb Geochronologie von Calcit

Die U-Pb-Datierung von Calcit wurde ursprünglich für die Datierung von biogenen und sedimentären Calciten verwendet (Li et al. 2014; Rasbury et al. 1997; Woodhead et al. 2006). Seit kurzem findet sie aber auch in der Tektonik Anwendung (Goodfellow et al. 2017; Monchal et al. 2023; Ring & Bolhar 2020). Die Laserablation-Multikollektor-Induktionsplasma-Massenspektrometrie (LA-MC-ICP-MS) bietet die Möglichkeit der In-situ-Punkt-Messung von U- und Pb-Spuren im Calcit, was die direkte Datierung tektonischer Ereignisse in Karbonaten ermöglicht (Nuriel et al. 2017; Ring & Gerdes 2016; Roberts & Walker 2016). Ein Problem bei der Verwendung von U-Pb an Calciten kann ein zu niedriger Urangehalt darstellen. Derzeit gibt es noch keine prädiktiven Kriterien, die im Gelände oder im Labor verwendet werden können, um Proben vor der Analyse auf hohe U-Anteile zu untersuchen. Dies liegt daran, dass der Einbau von Uran im Calcit von einer Vielzahl von Variablen, wie der Verfügbarkeit von Spurenelementen, der Wachstumsrate, der Temperatur, dem pH-Wert und Eh, abhängt. Es können jedoch einige Annahmen geprüft werden.

Die Textur des Calcits, insbesondere die Ausrichtung in Bezug auf die Strömungsrichtung des Fluids während seiner Bildung, kann einiges über die Bildungsbedingungen verraten. Eine systematische Überprüfung auf Hinweise auf Auslaugung und Lösungsprozessen in Silikaten ist wichtig, wobei darauf geachtet werden sollte, ob dieser Prozess nur von der Oberfläche aus erfolgte oder ob er auch von außen nach innen vordrang.

Um die Redoxbedingungen unter denen der Calcit ausgefallen ist, näher einzugrenzen, können die Mineralparagenesen genauer untersucht werden. Das Auftreten von idiomorphen Pyrit-Kristallen im Calcit in Hötzelberg und Rattenberg weist beispielsweise auf reduzierende Bedingungen. Reduzierende Bedingungen können zu einer viel stärkeren Ausfällung von U in die mineralische Phase führen, da reduziertes U eine geringere Löslichkeit aufweist (Roberts et al. 2020). Ein relativ höherer Urangehalt wäre gut für die anschließende U-Pb-Datierung.

Calcit kristallisiert in der Regel bei einer relativ breiten Temperaturspanne, die von den Umgebungsbedingungen abhängt, unter denen er sich bildet. Für die Interpretation der erhaltenen Daten lohnt es sich daher die Temperatur der Mineralbildung näher einzugrenzen. Dabei können neben Messungen von Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen ($\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$) auch „gruppierte“ Isotope („Clumped Isotopes“) ($\Delta 47$) helfen.

5.1.4 Re-Os-Datierung von Pyrit

In drei Steinbrüchen wurde Pyrit auf den Störungsflächen gefunden. Dieser lässt sich mithilfe der Re-Os-Methode datieren. Die Re-Os-Datierung wurde ursprünglich zur Altersbestimmung von

magmatischen und metamorphen Sulfiden verwendet (Stein et al. 1998; Shirey & Walker 1998). Seit kurzem findet sie jedoch auch bei der Datierung von Mineralisationsereignissen Anwendung (Boni et al. 2016; Mathur et al. 2017; Kirkland et al. 2018). Die Re-Os-Datierung bietet die Möglichkeit, in situ Punktmessungen von Re- und Os-Spuren im Pyrit vorzunehmen (Yang et al. 2008), was die direkte Datierung von tektonischen Ereignissen ermöglichen kann. Da die Pyrite auf den untersuchten Flächen jedoch nur mikroskopisch zu sehen sind und selten eine Größe von über 100 µm erreichen, wurde diese Methode zunächst nicht weiterverfolgt, könnte sich jedoch in Zukunft als interessant herausstellen.

5.1.5 (U-Th)/He-Datierung von Eisen(hydr)oxiden

Da auf einigen Störungsflächen im Forschungsgebiet Eisen(hydr)oxide auftreten, ist eine Überlegung diese mithilfe der (U-Th)/He-Methode zu datieren. In den letzten Jahren gewann diese Methodik in Anwendung auf Apatit besonders bei tektonischen Fragestellungen an Beliebtheit (Balestrieri et al. 2008; Schildgen et al. 2018). Die Anwendung auf Eisenoxide ist eine vergleichsweise neue Methode, die direkte zeitliche Informationen über Mineralisationsevents in Zusammenhang mit tektonischen Ereignissen liefern kann (Cooperdock & Ault 2020).

Ein herausfordernder Aspekt bei der (U-Th)/He-Datierung von Eisenoxiden ist die potenzielle Diffusion von Helium bei hohen Temperaturen, welche zu einer Unterschätzung des Alters führen kann. Ebenso kann es durch zu hohe Temperaturen zu Verlust von U kommen, was zu anomal hohen Altern führen kann (Hofmann et al. 2020). Dies hängt von einer Vielzahl von Faktoren ab, darunter Kristallgröße, Gitterdefekte und die Umgebungsbedingungen während und nach der Kristallisation. Eine systematische Untersuchung auf Hinweise thermischer Ereignisse ist daher entscheidend. Idiomorphe Hämatit-Kristalle in tektonischen Zonen weisen oft auf hohe Temperaturen und oxidierende Fluide hin, da Hämatit typischerweise in solchen Bedingungen entsteht (Stockli 2005).

Für die (U-Th)/He-Datierung von Eisenoxiden wird eine ausreichende Menge an Material benötigt, um präzise Messungen zu ermöglichen. Die Krusten oder Schichten der Eisenoxide sollten idealerweise eine Dicke von mindestens 100 bis 200 µm aufweisen, um sicherzustellen, dass genügend Material (etwa 20 bis 800 µg) für die Analyse vorhanden ist und um mögliche Oberflächeneffekte zu minimieren, die die Heliumretention beeinflussen könnten (Hofmann et al. 2020).

5.1.6 Zusammenfassung und Evaluation der in Frage kommenden Datierungsmethoden

Bei Betrachtung aller gesammelten Daten zu potentiell datierbaren störungsbezogenen Materialien in den Steinbrüchen ergibt sich ein positives Bild bezüglich der Datierbarkeit. Es wurden drei Methoden für die weitere Bearbeitung ausgewählt (Tab. 3). Die potentielle Datierbarkeit der Minerale in den verschiedenen Steinbrüchen variiert aufgrund der Mineralzusammensetzung und des Zustands der vorhandenen Minerale.

Bei der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung sind folgende Gegebenheiten zu beachten: In den Steinbrüchen Raining, Mackenschleif, Hötzelsberg und Grub sind teilweise chloritisierte Biotite vorhanden. Diese können die Datierung negativ beeinflussen, weshalb darauf geachtet werden muss, nur nicht alterierte Biotite zu verwenden. In Rattenberg fehlt es an Muskovit, was die Datierbarkeit dort einschränkt. In Kittenrain sind große Einschlüsse im Muskovit vorhanden, was ebenfalls die Datierbarkeit beeinträchtigt. In Steinach sind alle Minerale stark alteriert, was die Zuverlässigkeit der Datierungen dort vermindert. Dagegen sind die Bedingungen in den Steinbrüchen Bogenberg, Neustift und Venus als gut einzustufen, da die Minerale in einem geeigneten Zustand für die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung vorliegen.

Steinbruch	Ar-Ar	U-Pb	K-Ar
Hötzelsberg	++	+++	+++
Grub	++	+	++
Rattenberg	++	+++	x
Venus	+++	++	x
Raning	++	++	-
Mackenschleif	++	+	-
Kittenrain	+	-	+
Steinach	+	++	x
Bogenberg	+	+	x
Hinterreckenberg	-	-	+++
Neustift	+++	-	-
Frauenmühle (Metten)	-	-	++

Tab. 3:
Evaluation der in Frage kommenden Datierungsmethoden an den ausgewählten Standorten.

+++ : sehr hohes Potential,
++ : mittelmäßiges Potential,
+ : geringes Potential,
x : nicht möglich,
- : nicht untersucht

Die Datierbarkeit der verschiedenen Störungen mittels U-Pb-Datierung von Calcit variiert je nach den spezifischen Bedingungen und Zusammensetzungen des Calcits. Die besten Bedingungen für die U-Pb-Datierung von Calcit finden sich in den Steinbrüchen Hötzelsberg und Rattenberg. Hier sind die Calcit-Beläge gut ausgeprägt und geeignet für präzise Datierungen. Die Steinbrüche Venus und Steinach bieten ebenfalls gute Bedingungen, allerdings ist an den beprobten Calciten keine klare Kinematik zu erkennen. In den Steinbrüchen Raning und Bogenberg ist der Zusammenhang des Calcits zum Nebengestein unklar, da der Calcit hier unabhängig vom Nebengestein beprobt wurde. Dies könnte die Interpretationen der Datierungsergebnisse beeinflussen. In Grub ist die Calcitschicht sehr dünn, was möglicherweise dazu führt, dass sie vom Laser während der Datierung nicht vollständig erfasst werden kann. Im Steinbruch Mackenschleif ist der Calcit mit Fluorit verwachsen, was die U-Pb-Datierung erschwert und möglicherweise zu weniger genauen Ergebnissen führt.

Am vielversprechendsten scheint die Datierung der Störungsaktivität mithilfe der Calcit-Mineralisation. Besonders die Betrachtung von Dünnschliffen in verschiedenen Orientierungen erscheint empfehlenswert.

5.2 Wie viele Phasen der postvariszischen Störungsaktivität gab es und mit welchen Proben können wir diese datieren?

5.2.1 Oberkarbon–Perm

In Anbetracht der Annahme, dass die Störungsaktivität im Untersuchungsgebiet in direktem Zusammenhang mit Mineralisationsevents steht, ist es sinnvoll, die bereits vorhandenen Altersbestimmungen dieser Mineralisationsevents zu berücksichtigen. Gegen Ende der variszischen Orogenese waren mit Ausbildung des Bayerischen Pfahls und der Donau-Störung die Voraussetzungen für mineralische Mobilisationsvorgänge und den Aufstieg hydrothermaler Lösungen geschaffen. Erste Mineralisationen im Bereich des Pfahls fanden bereits an der Karbon-Perm-Grenze (295 ± 14 Ma, Carl & Dill 1984) statt, wie die Datierung von Uraninit aus Wölsendorf zeigt. Das zweite Stadium der Mineralisation, ebenfalls im Nabburg-Wölsendorfer Revier datiert, wurde von Lippolt et al. (1985) auf 264 ± 4 Ma anhand von hydrothermal gebildetem Feldspat festgelegt. Yilmaz et al. (2014) haben mindestens drei aufeinanderfolgende Pfahl-Quarz-Phasen detailliert beschrieben und sind zu dem Schluss gekommen, dass die Quarzausfällung durch wiederholte Kataklyse, Bruchbildung und Versiegelung gekennzeichnet ist. Siebel et al. (2010) hat für Illit aus Kataklyasiten des Donaurandbruchs ein K-Ar- und Rb-Sr-Alter von 266 bis 255 Ma bestimmt und diese als Fluidinfiltrationsereignisse zum Ende der kataklastischen Deformation interpretiert. Rb-Sr-Altersdatierungen am Quarz des Pfahls ergaben Alter von 247 ± 21 Ma (Horn et al. 1986).

5.2.2 Trias–Jura

Spaltspuren-Datierungen an Titanit aus der Kontinentalen Tiefbohrung (Coyle & Wagner 1994) sowie Spaltspuren-Datierungen an Zirkon (Hejl et al. 1997) weisen auf eine Hebung des Grundgebirges in der Frühen bis Mittleren Trias hin. Mattern (1995) und Peterek et al. (1997) interpretieren diese Phase als dextrale Reaktivierung der großen NW-SE Störungen unter N-S Kompression und E-W Extension. Die Datierung von Pechblende aus einer die Fluorit-Gänge durchschlagenden Struktur (Dill 1985) auf $205,9 \pm 2,7$ Ma setzt einen Marker für die untere Altersgrenze der Fluorit-Mineralisation.

5.2.3 Jura–Frühe Kreide

Während des Späten Jura und der Frühen Kreide setzte in Südostdeutschland eine erneute tektonische Aktivität mit gut belegter N-S bis NNE-SSW gerichteter Extension ein (Peterek et al. 1997; Köhler et al. 2022). Das thermische Model von Vamvaka et al. (2014) ergab, dass das Grundgebirge des Bayerischen Waldes während des Zeitraum später Jura bis frühe Kreide (160–140 Ma) eine erste Wiederaufheizung erfuhr. Spaltspuren-Datierungen an Apatit aus dem Steinbruch Neustift ($141,9 \pm 6,2$ Ma) und Grub ($148,4 \pm 6,8$ Ma) ergaben Daten zum Ende dieses Ereignisses. Diese Alter könnten auf eine Abkühlungsphase nach dem jurassischen Wiederaufheizungsereignis hindeuten. Dies wirft auch die Frage auf, ob größere Teile des Bayerischen Waldes während des Jura wieder aufgeheizt wurden, was zu einer Zurücksetzung einiger Geochronometer geführt haben könnte und letztendlich eine Datierung nachfolgender Abkühlung mithilfe von Niedertemperaturmethoden (U-Pb von Calcit, (U-Th)/He von Apatit) ermöglichen sollte. Mit den genommenen Granitproben aus den Steinbrüchen Neustift und Grub besteht die Möglichkeit, den Zeitpunkt des jurassische Aufheizungsereignis mithilfe von $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datieren zu können. Unabhängig davon, ob eine regionale Wiederaufheizung stattgefunden hat oder nicht, wurde der Neustift-Block von spätojurassischer bis frühkretazischer Hebung (Unger & Schwarzmeier 1982) beeinflusst. An einigen Stellen ging dies mit der Erosion der überlagernden jurassischen Sedimente einher. Datierungen der Fluoritmineralisation am Donaurandbruch bei Regensburg von Siebel et al. (2010) ergaben Alter von 127 ± 18 und 110 ± 15 Ma, welche mit dieser Episode der Hebung zusammenhängen können. Spröde Deformation des Gesteins und die Reibungserwärmung während dieses Ereignisses könnten einen Heliumverlust in den Fluoriten verursacht haben (vgl. Evans et al. 2005). Weitere neue Fluorit-Datierungen sind Wauschkuhn et al. 2024 zu entnehmen. In kleinen Störungen im Fluorit entstandene Störungsletten aus der Mine Kittenrain könnten die Möglichkeit bieten, eine spätere Phase der Aktivität zu datieren.

5.2.4 Späte Kreide–Rezent

In der Kreide begann in Zentraleuropa eine intensive Inversionsphase mit NE-SW Kompression und starker Hebung des Grundgebirges entlang NW-SE streichender Störungen in Ostbayern (Peterek et al. 1997; Schröder et al. 1997; Scheck-Wenderoth et al. 2008; Voigt et al. 2021; Köhler et al. 2022). Eine erneute Sedimentation während der Späten Kreide (95–85 Ma) deutet zugleich auf Absenkung und Wiederaufheizung von Randbereichen des Bayerischen Waldes (Vamvaka et al. 2014). Dies wird auch durch Bohrbefunde im Gebiet von Ortenburg (150–170 m kreidezeitliche Sedimente, Unger 1984) und Aufschlüsse in der Bodenwöhrer Senke (ca. 200 m kreidezeitliche Sedimente, Niebuhr et al. 2011; Wilmsen et al. 2010) bestätigt. Die Mächtigkeit dieser Sedimente war aber offensichtlich nicht ausreichend, um die Apatit-Spaltspuren-Alter (AFT) der Granite zurückzusetzen (Vamvaka et al. 2014). Eine tektonische Überprägung der kreidezeitlichen Sedimente in der Bodenwöhrer Senke, wurde als Ausdruck der Hebung der Böhmisches Masse im Turon (93–90 Ma) interpretiert (Niebuhr et al. 2011).

Bei der Tonletten-Probe aus dem Steinbruch Frauenmühle (Metten), welche auf den Störungsflächen im Granit zu finden ist, rechnen wir mit einem Formationsalter im zeitlichem Umfeld des von Vamvaka et al. (2014) festgelegten AFT-Alter von $91,1 \pm 3,8$ Ma für den Mettener Pluton. Falls bei der Bildung der Störungsletten keine Temperaturen erreicht wurden, die die Schließtemperatur von Apatit-Spaltspur-Datierung (120 °C) überschreiten, sind auch jüngere Alter möglich.

Tektonische Aktivität während der späten Kreide und des frühen Paläogens (75–55 Ma) führte zu höheren Exhumierungsraten (Unger & Schwarzmeier 1987), gefolgt von einer Periode langsamerer Exhumierung nach 50 Ma. Im Eozän herrschte N-S gerichtete Kompression vor, welche sich in Form von dextraler Blattverschiebungsbewegung entlang der Donau-Störung und des Pfahls zeigt (Peterek et al. 1997).

Am Übergang von Oligozän zu Miozän herrschte nun NE-SW gerichtete Kompression vor. Dies führte zu einer aufschiebenden Reaktivierung der beiden Hauptstörungen (Bergerat & Geysant 1983). Im Miozän kam es an den Störungen in der Böhmisches Masse zu einer kompressiven Reaktivierung entlang der bereits existierenden Verwerfungen, was zu weiterer Hebung des Bayerischen Waldes bis ins Quartär hinein führte (Ziegler & Dèzes 2007).

Bisher ist es noch nicht gelungen diese Ereignisse radiometrisch zu datieren. Mithilfe von in situ Datierungen von Störungscalciten könnte dies jedoch jetzt möglich sein.

6 Fazit

Die vorliegende Studie zur geologisch-petrologischen Charakterisierung der Störungszonen im Vorderen Bayerischen Wald hat wichtige Erkenntnisse über die Datierbarkeit und die petrologischen Eigenschaften der Störungsaktivitäten geliefert. Die umfassenden petrographischen Untersuchungen, einschließlich der Analyse von Nebengesteinen und Mineralisationen auf den Störungsflächen, ermöglichten eine detaillierte Charakterisierung der verschiedenen Phasen der Mineralbildung und deren Zusammenhang mit tektonischen Prozessen. Die Ergebnisse der geochemischen Analysen und der detaillierten mikroskopischen Untersuchungen der Mineralisationen unterstützen die These, dass die Störungen im Vorderen Bayerischen Wald mehrfach reaktiviert wurden. Es wurde am Beispiel der Steinbrüche Hötzelsberg und Rattenberg gezeigt, dass hier je zwei verschiedene Phasen der Mineralisation stattfanden, wobei eine calcitisch geprägt ist und die andere zeolithisch.

Bezüglich einer absoluten Alterseinordnung erwies sich die U-Pb-Datierung des synkinematisch kristallisierten Calcits als vielversprechend, da diese Methode sowohl kinematische als auch Altersinformationen bietet. So können diese direkt mit den aufgenommenen Strukturdaten interpretiert werden. Die Datierung der Illite in den Störungsletten ist potentiell komplementär zur Calcit-Datierung, da hier ein anderes Isotop genutzt wird, aber ähnliche Temperatur- und Druckbedingungen vorherrschen.

Aufgrund der im Dünnschliff erkennbaren Deformation der untersuchten Granitoide wird zudem eine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung der K-haltigen Minerale ausprobiert, um den Zeitpunkt der Deformation potentiell durch Reibungserhitzung in Folge von Störungsaktivität zu bestimmen.

Für zukünftige Arbeiten wird die Zusammenführung der petrographischen Daten mit den gesammelten Strukturdaten von großer Bedeutung sein. Dies wird die Stressfeldanalysen erheblich verbessern und zu einem tieferen Verständnis der tektonischen Entwicklungen beitragen. Zudem sollte die Integration weiterer moderner Datierungsmethoden wie der Re-Os-Datierung von Pyrit und der (U-Th)/He-Datierung von Eisen(hydr)oxiden in Betracht gezogen werden, um ein noch detaillierteres Bild der zeitlichen Abfolge der Störungsaktivitäten zu erhalten.

Die Erkenntnisse aus dieser Studie tragen nicht nur zum besseren Verständnis der tektonischen Geschichte des Bayerischen Waldes bei, sondern haben auch wichtige Implikationen für die seismische Gefährdungsbewertung. Die fortlaufende Erforschung und Verfeinerung der Datierungstechniken sowie die weitergehende strukturelle Analyse werden entscheidend sein, um die geodynamischen Prozesse in dieser Region umfassend zu verstehen.

Literaturverzeichnis

- Balestrieri, M. L.; Olivetti, V.; Stuart, F. M.; Vignaroli, G.; Bigazzi, G. & Faccenna, C. (2008): Apatite fission-track and (U-Th)/He thermochronometry applied to constrain the exhumation history and late tectonogenic stages of Peloritani Mountains, Northern Sicily, Italy. In: Garver, J. I. & Montario, M. J. [Hrsg.]: Proceedings from the 11th International Conference on Thermochronometry, Anchorage, Alaska, Sept. 2008: 13–15.
- Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern 1:500 000. 4. Auflage: 329 S., München.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2023): Digitale Geologische Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25), Augsburg (Stand: 08.12.2023).
- Behr, H. J.; Engel, W.; Franke, W.; Giese, P. & Weber, K. (1984): The Variscan Belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. – *Tectonophysics*, 109 (1): 15–40.
- Bense, F. A.; Wemmer, K.; Löbens, S. & Siegesmund, S. (2014): Fault gouge analyses: K–Ar illite dating, clay mineralogy and tectonic significance—a study from the Sierras Pampeanas, Argentina. – *International Journal of Earth Sciences*, 103: 189–218.
- Bergerat, F. & Geysant, J. (1983): Fracturation tertiaire et évolution des contraintes en Bavière orientale: le Jura franconien et la forêt bavaroise (RFA). – *Geologische Rundschau*, 72: 935–953.
- Boni, M.; Balassone, G.; Faugnot, S.; Frei, R. & Spratt, J. (2016): Re-Os dating of pyrite from the Irish Zn-Pb ore field: A new possible ore genesis model for sediment-hosted base metal sulfide deposits. – *Ore Geology Reviews*, 72: 162–171.
- Brandmayr, M.; Dallmeyer, R.; Handler, R. & Wallbrecher, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. – *Tectonophysics*, 248 (1-2): 97–116.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe [Hrsg.] (2016): Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000 (GK1000), Hannover.
- Carl, C. & Dill, H. (1984): U/Pb-Datierung an Pechblenden aus dem Nabburg-Wölsendorfer Flusspatrevier. – *Geologisches Jahrbuch. Reihe D. Mineralogie, Petrographie, Geochemie, Lagerstättenkunde*, 63: 59–76.
- Chen, F. & Siebel, W. (2004): Zircon and titanite geochronology of the Fürstenstein granite massif, Bavarian Forest, NW Bohemian Massif: Pulses of the late Variscan magmatic activity. – *European Journal of Mineralogy*, 16 (5): 777–788.
- Clauer, N.; Zwingmann, H.; Liewig, N. & Wendling, R. (2012): Comparative $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar dating of illite-type clay minerals: A tentative explanation for age identities and differences. – *Earth-Science Reviews*, 115 (1): 76–96.
- Cooperdock, E. H. G. & Ault, A. K. (2020): Iron Oxide (U–Th)/He Thermochronology: New Perspectives on Faults, Fluids, and Heat. – *Elements*, 16 (5): 319–324.
- Coyle, D. A. & Wagner, G. A. (1994): Fission-track investigations on sphene from the KTB Deep Drilling Project (Germany): Post-Permian cooling history and in situ annealing. In: Project Management of the Continental Deep Drilling Programme of the Federal Republic of Germany in

- the Geological Survey of Lower Saxony [Hrsg.]: KTB Report 94-2: Contributions to the 7. Annual KTB-Colloquium Geoscientific Results: A 63–A 70, Hannover.
- Davids, C.; Wemmer, K.; Zwingmann, H.; Kohlmann, F.; Jacobs, J. & Bergh, S. G. (2013): K–Ar illite and apatite fission track constraints on brittle faulting and the evolution of the northern Norwegian passive margin. – *Tectonophysics*, 608: 196–211.
- Dill, H. (1985): Die Vererzung am Westrand der Boehmischen Masse-Metallogenese in einer ensialischen orogenzone. – *Geologisches Jahrbuch. Reihe D. Mineralogie, Petrographie, Geochemie, Lagerstättenkunde*, 73: 3–461.
- Duddy, I., Green, P. & Laslett, G. (1988): Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature behaviour. – *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 73 (1): 25–38.
- Eberts, A.; Fazlikhani, H.; Bauer, W.; Stollhofen, H.; de Wall, H. & Gabriel, G. (2021): Late to post-Variscan basement segmentation and differential exhumation along the SW Bohemian Massif, central Europe. – *Solid Earth*, 12 (10): 2277–2301.
- European Space Agency, Sinergise (2021): Copernicus Global Digital Elevation Model. Distributed by OpenTopography. <https://doi.org/10.5069/G9028PQB> (Abruf am 01.09.2023).
- Evans, N.; Wilson, N.; Cline, J.; McInnes, B. & Byrne, J. (2005): Fluorite (U–Th)/He thermochronology: Constraints on the low temperature history of Yucca Mountain, Nevada. – *Applied Geochemistry*, 20 (6): 1099–1105.
- Fagereng, Å.; Remitti, F. & Sibson, R. H. (2011): Incrementally developed slickenfibers—Geological record of repeating low stress-drop seismic events? – *Tectonophysics*, 510 (3-4): 381–386.
- Fiala, J.; Fuchs, G. & Wendt, J. I. (1995): Moldanubian Zone - Stratigraphy. In: Dallmeyer, R. D.; Franke, W. & Weber, K. [Hrsg.]: *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. – IGCP-Project 233: 417–428.
- Finger, F. & Clemens, J. D. (1995): Migmatization and “secondary” granitic magmas: effects of emplacement and crystallization of “primary” granitoids in Southern Bohemia, Austria. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120 (3): 311–326.
- Finger, F.; Dunkley, D. J. & Rene, M. (2010): Remnants of Early Carboniferous I-type granodiorite plutons in the Bavarian Forest and their bearing on the tectonic interpretation of the south-western sector of the Bohemian Massif (Bavarian Zone). – *Journal of Geosciences*, 55 (4): 321–332.
- Finger, F.; Gerdes, A.; Janousek, V.; Rene, M. & Riegler, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. – *Journal of Geosciences*, 52 (1-2): 9–28.
- Franke, W. (2014): Topography of the Variscan orogen in Europe: failed–not collapsed. – *International Journal of Earth Sciences*, 103: 1471–1499.
- Friedrich, A. M.; Hodges, K. V.; Bowring, S. A. & Martin, M. W. (1999): Geochronological constraints on the magmatic, metamorphic and thermal evolution of the Connemara Caledonides, western Ireland. – *Journal of the Geological Society*, 156 (6): 1217–1230.

- Galadí-Enríquez, E.; Dörr, W.; Zulauf, G.; Galindo-Zaldívar, J.; Heidelberg, F. & Rohrmüller, J. (2010): Variscan deformation phases in the southwestern Bohemian Massif: new constraints from sheared granitoids. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 161: 1–23.
- Garrels, R. M. (1984): Montmorillonite/illite stability diagrams. – *Clays and Clay Minerals*, 32 (3): 161–166.
- Gaudette, H.; Eades, J. & Grim, R. (1964): The nature of illite. – *Proceedings Clays and Clay Minerals (National Conference on Clays and Clay Minerals)*, 13: 33–48.
- GLA siehe Bayerisches Geologisches Landesamt
- Goodfellow, B. W.; Viola, G.; Bingen, B.; Nuriel, P. & Kylander-Clark, A. R. (2017): Palaeocene faulting in SE Sweden from U–Pb dating of slickenfibres calcite. – *Terra Nova*, 29 (5): 321–328.
- Heineke, C.; Hetzel, R.; Nilius, N.-P.; Zwingmann, H.; Todd, A.; Mulch, A.; Wölfler, A.; Glotzbach, C.; Akal, C. & Dunkl, I. (2019): Detachment faulting in a bivergent core complex constrained by fault gouge dating and low-temperature thermochronology. – *Journal of Structural Geology*, 127: 103865.
- Hejl, E.; Coyle, D.; Lal, N.; den Haute, P. V. & Wagner, G. (1997): Fission-track dating of the western border of the Bohemian massif: thermochronology and tectonic implications. – *Geologische Rundschau*, 86: 210–219.
- Hofmann, F.; Treffkorn, J. & Farley, K. A. (2020): U-loss associated with laser-heating of hematite and goethite in vacuum during (U–Th)/He dating and prevention using high O₂ partial pressure. – *Chemical Geology*, 532: 119350.
- Horn, P.; Köhler, H. & Müller-Sohnius, D. (1986): Rb-Sr-Isotopengeochemie Hydrothormaler Quarze des Bayerischen Pfahles und eines Flusspat-Schwerspatganges von Nabburg-Wölsendorf/Bundesrepublik Deutschland. – *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 58 (3): 259–272.
- Inoue, A.; Velde, B.; Meunier, A. & Touchard, G. (1988): Mechanism of illite formation during smectite-to-illite conversion in a hydrothermal system. – *American Mineralogist*, 73 (11-12): 1325–1334.
- Kalt, A. (2000): Cordierite channel volatiles as evidence for dehydration melting: an example from high-temperature metapelites of the Bayerische Wald (Variscan belt, Germany). – *European Journal of Mineralogy*, 12 (5): 987–998.
- Kalt, A.; Berger, A. & Blümel, P. (1999): Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). – *Journal of Petrology*, 40 (4): 601–627.
- van de Kamp, P. C. (2008): Smectite-illite-muscovite transformations, quartz dissolution, and silica release in shales. – *Clays and Clay Minerals*, 56 (1): 66–81.
- Kirkland, C. L.; Smithies, R. H.; Spaggiari, C. V. & Wingate, M. T. D. (2018): Rhenium-osmium dating of sulfides in mafic-ultramafic intrusions in the east Yilgarn Craton, Western Australia: implications for the timing of mineralization. – *Economic Geology*, 113 (4): 889–912.
- Klein, T.; Kiehm, S.; Siebel, W.; Shang, C.; Rohrmüller, J.; Dörr, W. & Zulauf, G. (2008): Age and emplacement of late-Variscan granites of the western Bohemian Massif with main focus on the Hauzenberg granitoids (European Variscides, Germany). – *Lithos*, 102 (3-4): 478–507.

- Kling, M. (2005): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6841 Roding. – unveröff. Manuskript: 28 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Köhler, S.; Duschl, F.; Fazlikhani, H.; Koehn, D.; Stephan, T. & Stollhofen, H. (2022): Reconstruction of cyclic Mesozoic–Cenozoic stress development in SE Germany using fault-slip and stylolite inversion. – *Geological Magazine*, 159 (11-12): 2323–2345.
- Kroemer, E.; Hahn, T. & Kübler, S. (2024): Morphogenetische Untersuchungen zur Neotektonik im Umfeld der Cham-Further Senke. – *Geologica Bavarica*, 130: 277–295, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kübler, S.; Frieling, D.; Rieger, S. M. & Friedrich, A. M. (2024): Vorläufige Bewertung der reaktivierten Intraplattenstörungen im Bereich der Donau-Störung seit dem Miozän. – *Geologica Bavarica*, 130: 262–276, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kürschner, T. & Schwenk, M. A. (2024): Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 127–143, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Laird, D. & Nater, E. (1993): Nature of the illitic phase associated with randomly interstratified smectite/illite in soils. – *Clays and Clay Minerals*, 41: 280–287.
- LfU siehe Bayerisches Landesamt für Umwelt
- Li, Q.; Parrish, R. R.; Horstwood, M. S. A. & McArthur, J. M. (2014): U–Pb dating of cements in Mesozoic ammonites. – *Chemical Geology*, 376: 76–83.
- Lippolt, H.; Mertz, D. & Ziehr, H. (1985): The late Permian Rb–Sr age of a K-feldspar from the Wölsendorf mineralization (Oberpfalz, FR Germany). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 2: 49–57.
- Mathur, R.; Ruiz, J.; Titley, S. & Barra, F. (2017): A Re–Os isotope study of sulfides at the Pima mining district, Arizona, USA: implications for the origin of porphyry copper deposits. – *Mineralium Deposita*, 52 (2): 193–201.
- Mattern, F. (1995): Late Carboniferous to early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in eastern Bavaria. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, 1993: 1471–1490.
- Mattern, F. (2001): Permo-Silesian movements between Baltica and Western Europe: tectonics and 'basin families'. – *Terra Nova*, 13 (5): 368–375.
- McDougall, I. & Harrison, T. M. (1999): *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*. 2nd edition: 269 S., Oxford University Press.
- Monchal, V.; Drost, K. & Chew, D. (2023): Precise U–Pb dating of incremental calcite slickenfiber growth: Evidence for far-field Eocene fold reactivation in Ireland. – *Geology*, 51 (7): 611–615.
- Niebuhr, B.; Wilmsen, M.; Chellouche, P.; Richardt, N. & Pürner, T. (2011): Stratigraphy and facies of the Turonian (Upper Cretaceous) Roding Formation at the southwestern margin of the Bohemian Massif (Southern Germany, Bavaria). – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 162 (3): 295–316.
- Nuriel, P.; Weinberger, R.; Kylander-Clark, A. R. C.; Hacker, B. R. & Craddock, J. P. (2017): The onset of the Dead Sea transform based on calcite age-strain analyses. – *Geology*, 45 (7): 587–590.

- Pati, J. K.; Jourdan, F.; Armstrong, R. A.; Reimold, W. U. & Prakash, K. (2010): First SHRIMP U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronological results from impact melt breccia from the Paleoproterozoic Dhala impact structure, India. In: Gibson, R. L. & Reimold, W. U. [Hrsg.]: Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV. Geological Society of America Special Paper, 465: 571–591.
- Paul, J. & Schröder, B. (2012): Rotliegend im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften: 697–706.
- Peterek, A.; Rauche, H.; Schröder, B.; Franzke, H.-J.; Bankwitz, P. & Bankwitz, E. (1997): The late- and post-Variscan tectonic evolution of the Western Border fault zone of the Bohemian massif (WBZ). – Geologische Rundschau, 86: 191–202.
- Platzer, R. (1992): Kinematik und Alter der Donaustörung bei Schlögen (südliche Böhmisches Masse, Oberösterreich). – Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten Serie A, 11: 141–144.
- van der Pluijm, B. A.; Hall, C. M.; Vrolijk, P. J.; Pevear, D. R. & Covey, M. C. (2001): The dating of shallow faults in the Earth's crust. – Nature, 412 (6843): 172–175.
- Pytte, A. & Reynolds, R. (1989): The thermal transformation of smectite to illite. In: Naesser, N. D. & McCulloh, T. H. [Hrsg.]: Thermal history of sedimentary basins: 133–140, Springer.
- Rahn, M. K.; Brandon, M. T.; Batt, G. E. & Garver, J. I. (2004): A zero-damage model for fission-track annealing in zircon. – American Mineralogist, 89 (4): 473–484.
- Rasbury, E. T.; Hanson, G. N.; Meyers, W. J. & Saller, A. H. (1997): Dating of the time of sedimentation using U/Pb ages for paleosol calcite. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 61 (7): 1525–1529.
- Reynolds, R. C. & Hower, J. (1970): The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. – Clays and Clay Minerals, 18: 25–36.
- Ring, U. & Bolhar, R. (2020): Tilting, uplift, volcanism and disintegration of the South German block. – Tectonophysics, 795: 228611.
- Ring, U. & Gerdes, A. (2016): Kinematics of the Alpenrhein-Bodensee graben system in the Central Alps: Oligocene/Miocene transtension due to formation of the Western Alps arc. – Tectonics, 35 (6): 1367–1391.
- Roberts, N. M. W.; Drost, K.; Horstwood, M. S. A.; Condon, D. J.; Chew, D.; Drake, H.; Milodowski, A. E.; McLean, N. M.; Smye, A. J.; Walker, R. J.; Haslam, R.; Hodson, K.; Imber, J.; Beaudoin, N. & Lee, J. K.: Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) U–Pb carbonate geochronology: strategies, progress, and limitations. – Geochronology, 2: 33–61
- Roberts, N. M. W. & Walker, R. J. (2016): U-Pb geochronology of calcite-mineralized faults: Absolute timing of rift-related fault events on the northeast Atlantic margin. – Geology, 44 (7): 531–534.
- Schaen, A. J.; Jicha, B. R.; Hodges, K. V.; Vermeesch, P.; Stelten, M. E.; Mercer, C. M.; Phillips, D.; Rivera, T. A.; Jourdan, F.; Matchan, E. L.; Hemming, S. R.; Morgan, L. E.; Kelley, S. P.; Cassata, W. S.; Heizler, M. T.; Vasconcelos, P. M.; Benowitz, J. A.; Koppers, A. A. P.; Mark, D. F.; Niespolo, E. M.; Sprain, C. J.; Hames, W. E.; Kuiper, K. F.; Turrin, B. D.; Renne, P. R.; Ross, J.; Nomade, S.; Guillou, H.; Webb, L. E.; Cohen, B. A.; Calvert, A. T.; Joyce, N.; Ganerød, M.; Wijbrans, J.; Ishizuka, O.; He, H.; Ramirez, A.; Pfänder, J. A.; Lopez-Martínez, M.; Qiu, H. & Singer, B. S.

- (2020): Interpreting and reporting $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic data. – Geological Society of America Bulletin, 133 (3-4): 461–487.
- Scheck-Wenderoth, M.; Krzywiec, P.; Zühlke, R.; Maystrenko, Y. & Froitzheim, N. (2008): Permian to Cretaceous tectonics. In: McCann, T. [Hrsg.]: The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic: 999–1030, The Geological Society of London.
- Schildgen, T. F.; van der Beek, P. A.; Sinclair, H. D. & Thiede, R. C. (2018): Spatial correlation bias in late-Cenozoic erosion histories derived from thermochronology. – Nature, 559 (7712): 89–93.
- Scholz, C. H. (1990): The Mechanics of Earthquakes and Faulting: 439 S., Cambridge University Press.
- Schreyer, W. (1961): Aufbau, Entstehungsgeschichte und geologische Bedeutung des Natternberges bei Deggendorf ad Donau. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 11: 179–189.
- Schröder, B.; Ahrendt, H.; Peterek, A. & Wemmer, K. (1997): Post-Variscan sedimentary record of the SW margin of the Bohemian massif: a review. – Geologische Rundschau, 86: 178–184.
- Schulmann, K.; Lexa, O.; Janoušek, V.; Lardeaux, J. M. & Edel, J. B. (2014): Anatomy of a diffuse cryptic suture zone: an example from the Bohemian Massif, European Variscides. – Geology, 42 (4): 275–278.
- Schwertmann, U. & Niederbudde, E. A. (1993): Tonminerale in Böden. In: Jasmund, K. & Lagaly, G. [Hrsg.]: Tonminerale und Tone: Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt: 212–265, Steinkopff.
- Šegvić, B.; Zanoni, G.; Bozkaya, Ö.; Sweet, D.; Barnes, M.; Boulesteix, T. & Solé, J. (2021): K-Ar geochronology and trace-element geochemistry of 2M1 illite from upper Paleozoic shale of SW Laurentia—Insights into sediment origin and drainage pathways in the Anadarko Basin, USA. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 575: 110486.
- Shirey, S. B. & Walker, R. J. (1998): The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. – Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 26: 423–500.
- Siebel, W.; Blaha, U.; Chen, F. & Rohrmüller, J. (2005a): Geochronology and geochemistry of a dyke–host rock association and implications for the formation of the Bavarian Pfahl shear zone, Bohemian Massif. – International Journal of Earth Sciences, 94: 8–23.
- Siebel, W.; Hann, H. P.; Danišik, M.; Shang, C. K.; Berthold, C.; Rohrmüller, J.; Wemmer, K. & Evans, N. J. (2010): Age constraints on faulting and fault reactivation: a multi-chronological approach. – International Journal of Earth Sciences, 99 (6): 1187–1197.
- Siebel, W.; Reitter, E.; Wenzel, T. & Blaha, U. (2005b): Sr isotope systematics of K-feldspars in plutonic rocks revealed by the Rb–Sr microdrilling technique. – Chemical Geology, 222 (3-4): 183–199.
- Siebel, W.; Thiel, M. & Chen, F. (2006): Zircon geochronology and compositional record of late-to post-kinematic granitoids associated with the Bavarian Pfahl zone (Bavarian Forest). – Mineralogy and Petrology, 86: 45–62.
- Środoń, J.; Morgan, D. J.; Eslinger, E. V.; Eberl, D. D. & Karlinger, M. R. (1986): Chemistry of illite/smectite and end-member illite. – Clays and Clay Minerals, 34 (4): 368–378.

- Stein, H. J.; Markey, R. J.; Morgan, J. W.; Dymek, R. F. & Scherstén, A. (1998): Re-Os isotopic age for Archean metasedimentary rocks and komatiites from the Vermilion greenstone belt, Minnesota: Implications for crustal growth rates. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (22): 3675–3688.
- Stockli, D. F. (2005): Application of low-temperature thermochronometry to extensional tectonic settings. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58 (1): 411–448.
- Streckeisen, A. L. (1973): Plutonic Rocks: Classification and Nomenclature Recommended by the I.U.G.S. Sub-Commission on the Systematic of Igneous Rocks. – *Geotimes*, 18: 26–30.
- Troll, G. (1959): Geologisch-petrographische Untersuchungen bei Winzer an der Donau. – Diplomarbeit: 144 S., Ludwig-Maximilians-Universität München, München.
- Troll, G. (1967): Die blastokataklastischen Kristallingesteine der Stallwanger Furche, Bayerischer Wald. – *Geologica Bavarica*, 58: 22–33, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Tsukamoto, S.; Tagami, T. & Zwingmann, H. (2020): Direct dating of fault movement. In: Tanner, D. & Brandes, C. [Hrsg.]: *Understanding Faults: Detecting, Dating, and Modeling*: 257–282, Elsevier.
- Unger, H. (1999): Die tektonischen Strukturen der bayerischen Ostmolasse. – *Documenta naturae*, 124: 1–16.
- Unger, H. & Schwarzmeier, J. (1982): Die Tektonik im tieferen Untergrund Ostniederbayerns. – *Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines*, 127 (I): 197–220.
- Unger, H. J. (1984): Geologische Karte von Bayern: 1: 50 000: Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7544 Griesbach im Rottal, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Unger, H. J. & Schwarzmeier, J. (1987): Bemerkungen zum tektonischen Werdegang Südostbayerns. – *Geologisches Jahrbuch Reihe A*, 105: 3–23.
- Vamvaka, A.; Siebel, W.; Chen, F. & Rohrmüller, J. (2014): Apatite fission-track dating and low-temperature history of the Bavarian Forest (southern Bohemian Massif). – *International Journal of Earth Sciences*, 103: 103–119.
- Velde, B. (1992): *Introduction to Clay Minerals: Chemistry, origins, uses and environmental significance*: 198 S., Springer.
- Viola, G.; Scheiber, T.; Fredin, O.; Zwingmann, H.; Margreth, A. & Knies, J. (2016): Deconvoluting complex structural histories archived in brittle fault zones. – *Nature Communications*, 7 (1): 13448.
- Voigt, T.; Kley, J. & Voigt, S. (2021): Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. – *Solid Earth*, 12 (6): 1443–1471.
- Vrolijk, P. & van der Pluijm, B. A. (1999): Clay gouge. – *Journal of Structural Geology*, 21 (8-9): 1039–1048.
- Vrolijk, P.; Pevear, D.; Covey, M. & LaRiviere, A. (2018): Fault gouge dating: history and evolution. – *Clay Minerals*, 53 (3): 305–324.
- Wallbrecher, E.; Dallmeyer, R. D.; Brandmayr, M.; Handler, R.; Maderbacher, F. & Platzer, R. (1991): Kinematik und Alter der Blattverschiebungszonen in der südlichen Böhmisches Masse. In: Geologische Bundesanstalt [Hrsg.]: *Geologie am Ostrand der böhmischen Masse in Niederösterreich*. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991: 35–48, Wien.

- Wauschkuhn, B.; Dunkl, I. & von Eynatten, H. (2024): (U-Th)/He-Altersdatierungen und geochemische Analyse von Fluoriten aus Störungszonen im ostbayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 89–112, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Weaver, C. E. (1967): Potassium, illite and the ocean. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31 (11): 2181–2196.
- Wilkinson, M.; Haszeldine, R. S. & Fallick, A. E. (2014): Authigenic illite within northern and central North Sea oilfield sandstones: evidence for post-growth alteration. – *Clay Minerals*, 49 (2): 229–246.
- Wilmsen, M.; Niebuhr, B.; Chellouche, P.; Pürner, T. & Kling, M. (2010): Facies pattern and sea-level dynamics of the early Late Cretaceous transgression: a case study from the lower Danubian Cretaceous Group (Bavaria, southern Germany). – *Facies*, 56 (4): 483–507.
- Woodhead, J.; Hellstrom, J.; Maas, R.; Drysdale, R.; Zanchetta, G.; Devine, P. & Taylor, E. (2006): U–Pb geochronology of speleothems by MC-ICPMS. – *Quaternary Geochronology*, 1 (3): 208–221.
- Yang, G.; Stein, H.; Hannah, J.; Zimmerman, A.; Bjorlykke, A. & Bingen, B. (2008): Re-Os systematics of shale-hosted Cu-Au mineralization at the Bidjovagge deposit in northern Norway (Finnmark). – AGU Fall Meeting Abstracts 2008: T23C-2071.
- Yilmaz, T. I.; Prosser, G.; Liotta, D.; Kruhl, J. H. & Gilg, H. A. (2014): Repeated hydrothermal quartz crystallization and cataclasis in the Bavarian Pfahl shear zone (Germany). – *Journal of Structural Geology*, 68: 158–174.
- Zeitlhöfler, M. (2007): Brittle Petrofabrics in the Central Bavarian Forest (SE Germany): Tectonic Evolution, Geomorphological Effects, and Hydrogeologic Implications. – Dissertation: 249 S., Ludwig-Maximilians-Universität München, München.
- Ziegler, P. & Dèzes, P. (2007): Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. – *Global and Planetary Change*, 58 (1-4): 237–269.
- Zwingmann, H. & Mancktelow, N. (2004): Timing of Alpine fault gouges. – *Earth and Planetary Science Letters*, 223 (3-4): 415–425.

Bildrechte

Alina Ludat, LMU Lehrstuhl für Geologie, München: Abb. 1, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 6, Abb. 7, Abb. 8, Abb. 10, Abb. 11

Donjá Aßbichler, LMU Lehrstuhl für Geologie, München: Abb. 4, Abb. 5, Abb. 9, Abb. 12a, Abb. 12b, Abb. 13

(U-Th)/He-Altersdatierungen und geochemische Analyse von Fluoriten aus Störungszonen im ostbayerischen Grundgebirge

Bastian Wauschkuhn, István Dunkl & Hilmar von Eynatten

1	Proben	90
2	Vorbereitung der Proben	92
3	Beschreibung der angewandten Analysemethode	94
4	Mineralchemische Charakterisierung der Fluoritproben	95
5	Fluorit-(U-Th)/He-Alter	102
6	Auswertung der Altersbestimmungen	109

Zusammenfassung

Das ostbayerische Grundgebirge ist durchzogen von Störungen, Klüften und Gängen, welche oftmals mit Mineralfüllungen belegt sind. Einige dieser Minerale sind datierbar, wodurch sich mehr über den Zeitpunkt der Störungsaktivität oder die Entstehung der Störung herausfinden lässt. Eines dieser Minerale ist Fluorit, der oftmals durch hydrothermale Aktivität in Störungen und Klüften gebildet wird. Um solche Störungsaktivitäten festzustellen, wurden 18 Proben aus dem Bayerischen Wald und dem Fichtelgebirge mittels (U-Th)/He Geochronologie datiert und geochemisch analysiert. Die Gehalte der Seltenerdelemente (SEE) und deren Verteilungsmuster sind bei den untersuchten Fluoritproben sehr unterschiedlich. Es können glockenförmige, U-förmige und leichte SEE > schwere SEE-Muster erkannt werden. Die SEE-basierten Unterscheidungsmethoden deuten darauf hin, dass alle Proben unter hydrothermalen Bedingungen gebildet wurden und mit Ausnahme von zwei Proben eine Affinität zu polymetallischen Paragenesen aufzeigen. Im Gegensatz dazu weisen die SEE-Zusammensetzungen der Proben *Rondell2* und *Neu-2* auf eine Affinität zu Sn-W-Paragenesen hin. Die U- und Th-Konzentrationen sind typischerweise sehr niedrig (Median 0,04 und 0,09 ppm) und variabel. Auch das Th/U-Verhältnis variiert von Probe zu Probe und weist innerhalb derselben Lokationen unterschiedliche Zusammensetzungen auf. Aufgrund der sehr niedrigen Konzentrationen radioaktiver Elemente liefert nur ein Teil der Proben ein interpretierbares Fluorit-(U-Th)/He-Alter (FHe). Bei einigen von ihnen sind die Unsicherheiten der einzelnen Teilproben hoch, aber als Gesamtheit geben sie Hinweise auf ein mögliches Durchschnittsalter. Vier Altersgruppen können unterschieden werden: (i) Perm, (ii) Jura, (iii) Späte Kreide und (iv) Miozän. Mit Ausnahme von (iv) können sie in Beziehung zu gut dokumentierten thermo-tektonischen Ereignissen im Böhmischem Massiv gesetzt werden. Die ermittelten permischen Alter liegen wahrscheinlich sehr nahe am Entstehungsalter der Proben, aber die Bedeutung der jüngeren Alter (Kreide und Miozän) ist aus der Zusammensetzung der Spurenelemente nicht ersichtlich. Letztere können thermisch zurückgesetzte Alter sein, aber die weite Verbreitung und die Intensität des Jura-Ereignisses machen es wahrscheinlich, dass die Daten aus dem Zeitraum 195 bis 172 Millionen Jahren (Ma) das Entstehungsalter darstellen. Das miozäne Alter könnte mit der vulkanischen Aktivität im Känozoikum zusammenhängen.

1 Proben

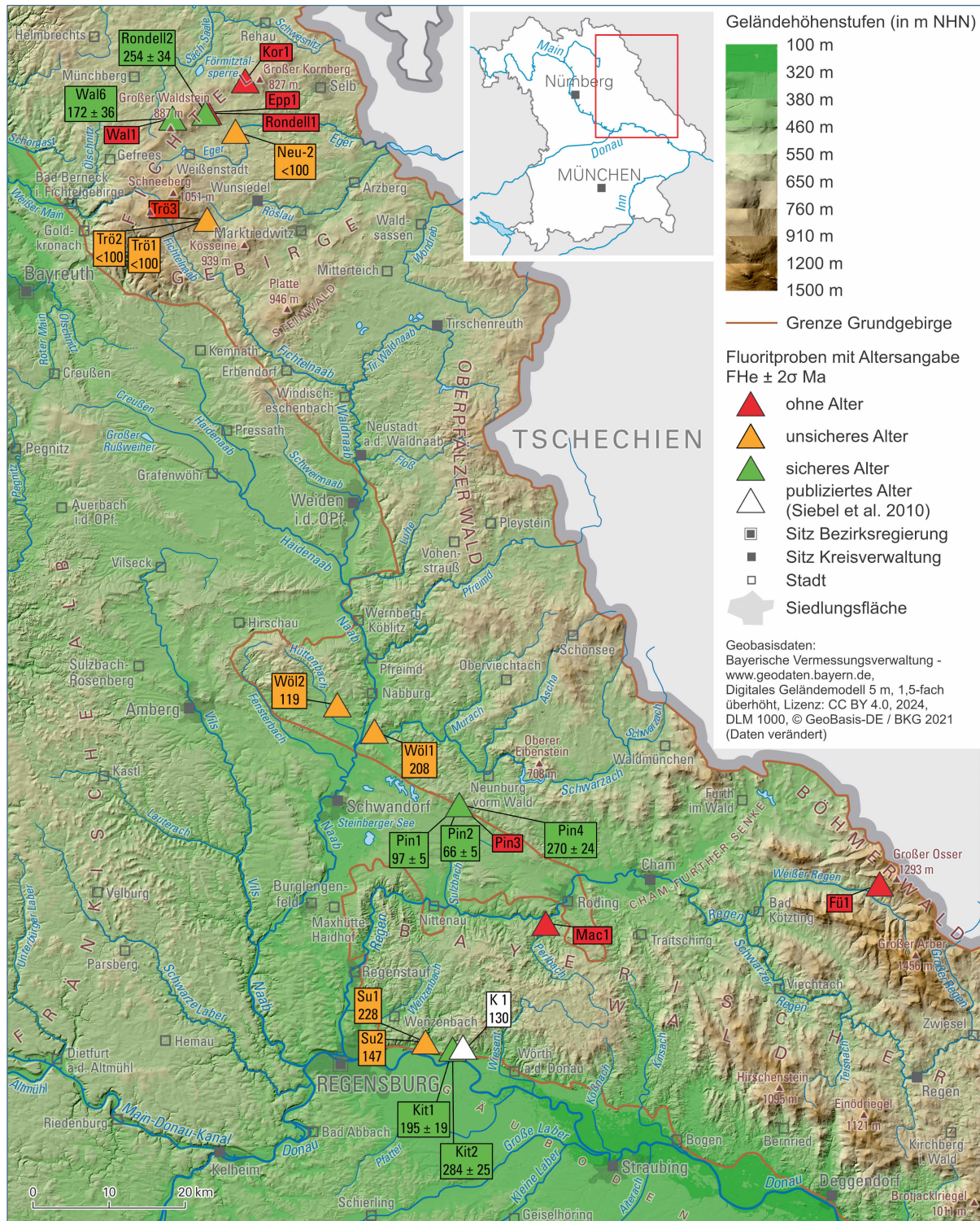


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lokationen der Fluoritproben aus dem ostbayerischen Grundgebirge mit ggf. Angabe der ermittelten FHe -Alter $\pm 1\sigma$ -Fehler in Ma, wobei Proben ohne Alter (rot), unsicheres Alter (orange) und sicheres Alter (grün) dargestellt sind. Ergänzend ist ein publiziertes FHe -Alter (Siebel et al. 2010) aus dem Besucherbergwerk Kittenrain mit dargestellt.

Die Fluoritproben wurden vom Bayerischen Landesamt für Umwelt, Abteilung Geologischer Dienst, zusammengestellt und zur Datierung an das Geowissenschaftliche Zentrum der Georg-August-

Universität Göttingen geschickt. Abb. 1 zeigt eine Übersichtskarte der Lokationen der Datierungsproben und, falls vorhanden, deren ermittelte FHe-Alter (Tab. 1 und Tab. 3).

Die 22 Proben entstammen einem weiträumigen Gebiet vom Fichtelgebirge im Norden, über die Naabregion und dem Regensburger Wald bis in den Hinteren Bayerischen Wald. Es wurden Fluorite auf (i) oberflächennahen Störungsflächen, (ii) Gangmineralisationen in ehemaligen Bergwerken und (iii) aus einer Bohrung nahe Pingarten beprobt. Die Proben enthalten farblose, violett-rosa und gelbe Fluoritadern und -kristalle. Nicht alle Proben waren für die (U-Th)/He-Datierung geeignet: die Proben Wal1, Pin3, Trö3, Trö4 und Rondell1 enthalten zu kleine oder zu zerklüftete und trübe, einschlusreiche Fluorite. Neben den Fluoriten wurde auch eine Hämatit-Probe für die Datierung selektiert. Allerdings war diese Probe nicht geeignet, da sie nicht den Typus des massiven, Spekularit-artigen Hämatits enthält, der typischerweise ein geschlossenes Isotopensystem aufweist und für die (U-Th)/He-Datierung geeignet ist.

Tab. 1: Fluoritproben mit Angabe von Lokation, Mineraltyp, Fallrichtung und Fallwinkel (FR/FW) der zugehörigen Störungsfläche und ermittelten FHe-Altern. Alterswerte in Klammern stellen noch akzeptable Näherungswerte mit hoher Unsicherheit dar.

Probe	Ostwert 32N Nordwert	Lokation	Typ	FR/FW Fläche	FR/FW Linear	FHe [Ma]	1σ [Ma]
Su1	737399 5436784	Ehemalige Flussspatgrube Sulzbach II; E von Sulzbach	Mineralstufe			(228)	
Su2	737399 5436784	Ehemalige Flussspatgrube Sulzbach II; E von Sulzbach	Mineralstufe			(147)	
Fü1	797081 5457535	Fürstenzeche / Lam	Mineralstufe			-	
Kit1	740957 5435838	Historisches Schmucksteinbergwerk Kittenrain / Bach a.d. Donau	Gangmineralisation			195	19
Kit2	740957 5435838	Historisches Schmucksteinbergwerk Kittenrain / Bach a.d. Donau	Gangmineralisation			284	25
Wöl1	730692 5477614	Wölsendorf an der A93, S von Nabburg, Grube Marienschacht	Mineralstufe			(208)	
Wöl2	725814 5481085	Lissenthan, W von Nabburg, Grube Hermine	Mineralstufe			(119)	
Wal1	704166 5558179	Granitbruch am Reutberg/Waldstein	Blattverschiebung, dextral	059/85	329/15	-	
Pin1	741838 5467967	Bohrung Pingarten P6, 158,8 m	mm-breite-Ader			97	5
Pin2	741838 5467967	Bohrung Pingarten P6, 232,6 m	mm-breite-Ader			66	5
Pin3	741838 5467967	Bohrung Pingarten P6, 151,8 m	mm-breite-Ader			-	
Pin4	741838 5467967	Bohrung Pingarten P6, 155,5 m	idiomorphe Kristalle aus 5-mm-Hohlraum			270	24
Kor1	713718 5563083	Steinbruch am Kornberg, Hirschsteinweg, E von Dörflas bei Kirchenlamitz	Abschiebung	077/82	038/80	-	
Trö1	708714 5544880	WNW Tröstau, Steinbruch Johann Braun oHG	Schrägabschiebung, sinistral	240/70	183/57	(<100)	
Trö2	708714 5544880	WNW Tröstau, Steinbruch Johann Braun oHG	Blattverschiebung, sinistral	238/70	157/19	(<100)	

Probe	Ostwert 32N Nordwert	Lokation	Typ	FR/FW Fläche	FR/FW Linear	FHe [Ma]	1 σ [Ma]
Trö3	708714 5544880	WNW Tröstau, Steinbruch Johann Braun oHG	Aufschiebung			-	
Epp1	708781 5558925	W Epprechtstein, Granitstein- bruch Schlossbrunnen	Blattverschie- bung, sinistral	073/88	338/27	-	
Rondell1	708505 5558814	W Kirchenlamitz, Steinbruch Rondell am Epprechtstein		262/84	351/05	-	
Rondell2	708505 5558814	W Kirchenlamitz, Steinbruch Rondell am Epprechtstein	unbekannt			254	34
Neu-2	712440 5556442	SW Marktleuthen, Steinbruch Neumühle	unbekannt	058/86		(<100)	
Wal6	704166 5558179	Granitbruch am Reutberg/Wald- stein	Blattverschie- bung, dextral	221/82	298/32	172	36
Mac1	753209 5452367	Granitschotterwerk Macken- schleif, S Regenpeilstein bei Roding	Blattverschie- bung, dextral	083/70	358/19	-	

2 Vorbereitung der Proben

Für die Analysen wurden Kristallfragmente verwendet, das heißt ein Teil von jeder Probe wurde vorsichtig zerkleinert und in Ethanol gewaschen. Aus dieser staubfreien Fraktion wurden einige Bruchstücke unter dem Stereomikroskop und dem petrographischen Mikroskop, teilweise in Ethanol getaucht, von Hand entnommen. Bei der Auswahl wurden gut durchsichtige und einschlussfreie Fragmente bevorzugt, um unerwünschten Einfluss durch Einschlüsse vorzubeugen. Abb. 2 zeigt einige Beispiele für Kristallfragmente, die für analytische Teilproben verwendet wurden.

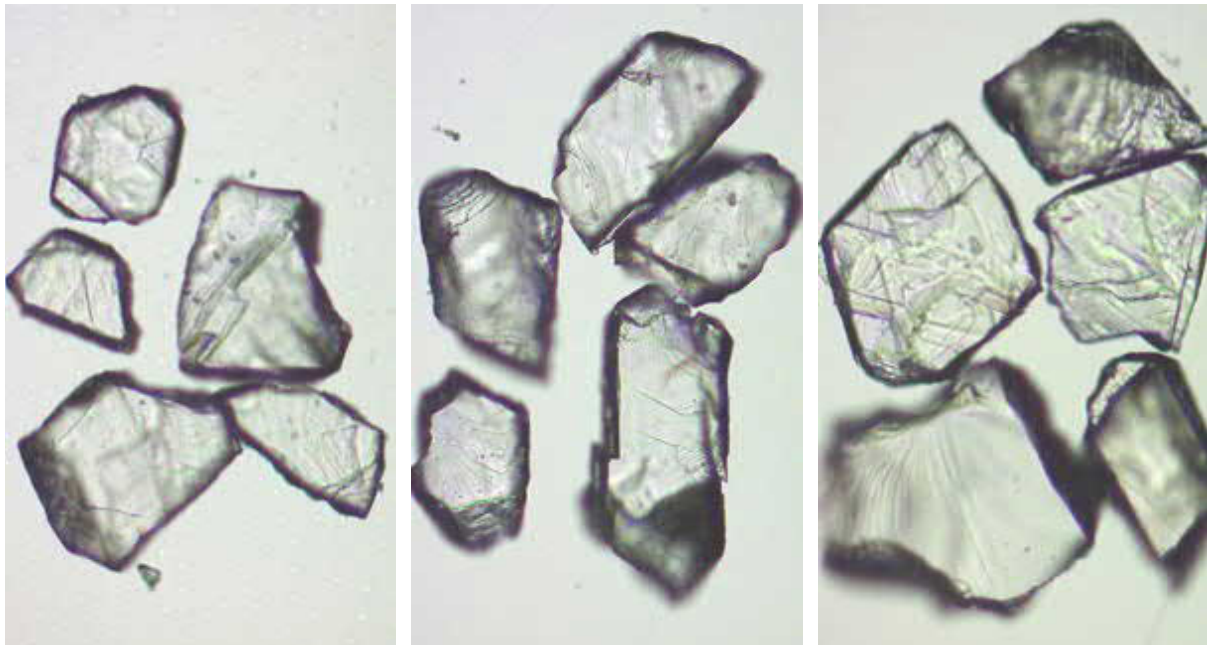


Abb. 2: Zur Datierung verwendete Fluoritkristall-Fragmente (v.l.n.r.): *Su2*, *Wal6*, *Pin1*. Die lange Bildkante der Mikrofotografien beträgt 900 μm .

Im Falle von Proben, die Fragmente mit unterschiedlicher Farbe enthalten, wurden Teilproben ausschließlich aus violetten und farblosen Stücken (Abb. 3) ausgewählt, um den Einfluss durch eingeschlossene Fluide möglichst gering zu halten. Bei einigen Proben war die Dichte der Einschlüsse zu hoch, sodass es nicht möglich war, klare Kristallfragmente zu entnehmen. Abb. 4 zeigt ein Beispiel für

solche Proben. Die Probe *Pin4* besteht aus idiomorphen Fluoritkristallen mit würfelförmigem Habitus (Abb. 5). Aus dieser Probe wurden Teilproben mit absichtlich unterschiedlichen durchschnittlichen Kristallgrößen hergestellt, unter der Annahme, dass der längere Diffusionsweg in den größeren Kristallen zu einem älteren scheinbaren FHe-Alter führen sollte. Diese Annahme konnte bei den Einzelkorn-Messungen jedoch nicht bestätigt werden.

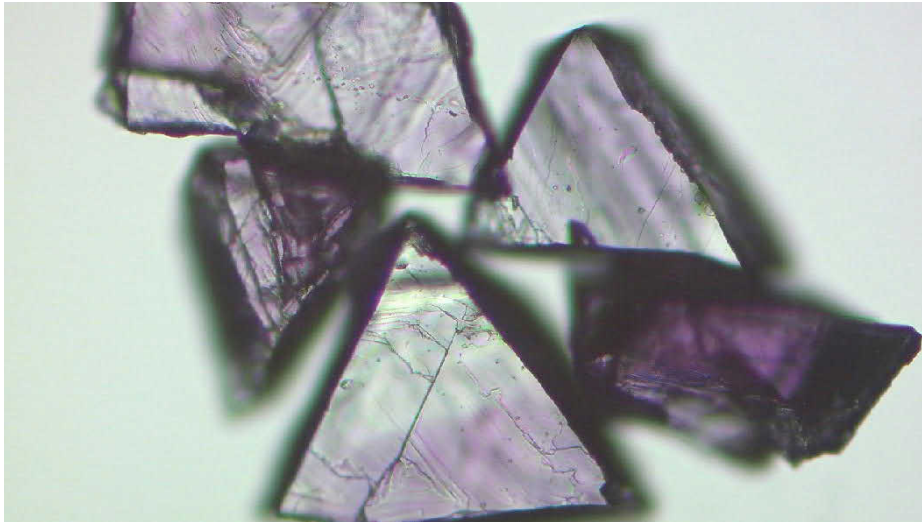


Abb. 3:
Beispiel für eine Teilprobe, die aus farbigen Fluorit-Fragmenten zusammengestellt wurde. Die kurze Bildkante der Mikrofotografie beträgt 900 μm .

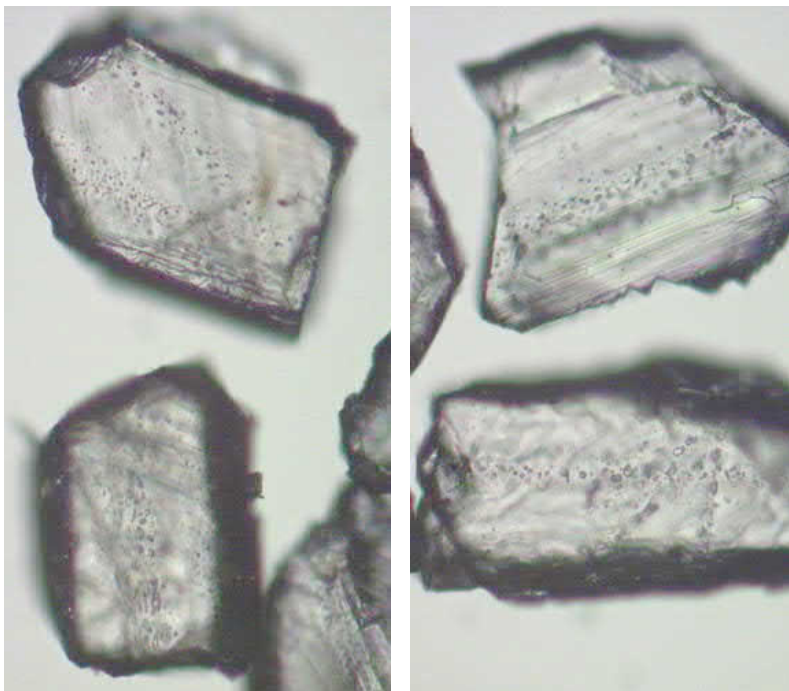


Abb. 4:
In der Probe *Kit2* enthalten praktisch alle Kristallfragmente reichlich Flüssigkeitseinschlüsse. Die lange Bildkante der Mikrofotografien beträgt 450 μm .

Im Falle von Proben, die Fragmente mit unterschiedlicher Farbe enthalten, wurden Teilproben ausschließlich aus violetten und farblosen Stücken (Abb. 3) ausgewählt, um den Einfluss durch eingeschlossene Fluide möglichst gering zu halten. Bei einigen Proben war die Dichte der Einschlüsse zu hoch, sodass es nicht möglich war, klare Kristallfragmente zu entnehmen. Abb. 4 zeigt ein Beispiel für solche Proben. Die Probe *Pin4* besteht aus idiomorphen Fluoritkristallen mit würfelförmigem Habitus (Abb. 5). Aus dieser Probe wurden Teilproben mit absichtlich unterschiedlichen durchschnittlichen Kristallgrößen hergestellt, unter der Annahme, dass der längere Diffusionsweg in den größeren Kristallen zu einem älteren scheinbaren FHe-Alter führen sollte. Diese Annahme konnte bei den Einzelkorn-Messungen jedoch nicht bestätigt werden.

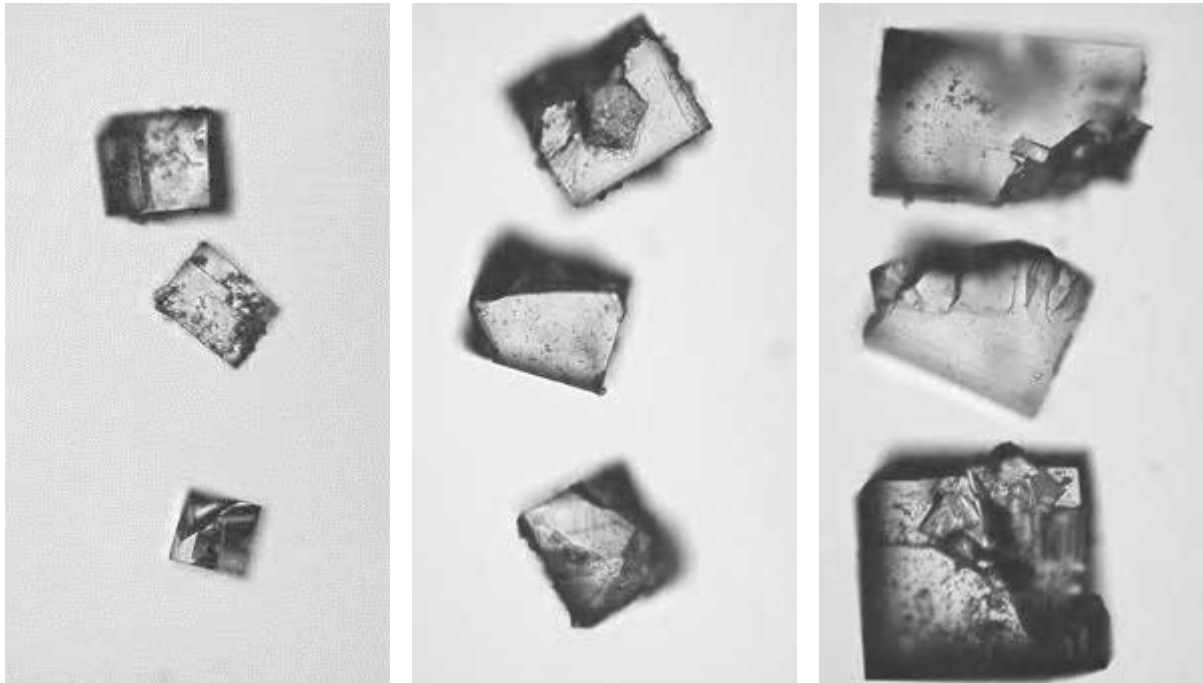


Abb. 5: Die Kristalle in Probe *Pin4* besteht aus relativ gut entwickelten Würfeln. Die längere Bildkante der Mikrografien beträgt 900 μm .

3 Beschreibung der angewandten Analysemethode

Die Kristalle wurden in Platinkapseln von ca. 1 x 1 mm Größe verpackt. Die Platinkapseln wurden in der Vollmetall Extraktionslinie mit einem Infrarotlaser im Hochvakuum erhitzt. Das extrahierte Gas wurde mit einem SAES-Ti-Zr-Getter gereinigt, der auf 450 °C gehalten wurde. Die chemisch inerten Edelgase und eine geringe Menge anderer Restgase wurden dann in einem Hiden-Dreifilter Quadrupol-Massenspektrometer mit positivem Ionenzählungsdetektor geleitet. Über den Nachweis von Helium wurden die Partialdrücke einiger Restgase kontinuierlich überwacht (H_2 , CH_4 , H_2O , N_2 , Ar und CO_2). He-Blindwerte wurden nach demselben Verfahren an leeren Platinröhrchen geschätzt (max. 0,0008 und 0,002 ncc ^4He ; kalte bzw. heiße Blindwerte). Die Kristalle wurden durch aufeinanderfolgende Wiedererwärmung und He-Messung auf Entgasung von He überprüft. Die Menge an He, die in den zweiten Durchläufen extrahiert wird, liegt normalerweise bei unter 1 % des ersten Laufs. Das Analyseverfahren wurde mit der HeLID-Automatisierungssoftware über eine K8000/Poirot-Schnittstellenkarte gesteuert. Das He-Signal wurde von der werksseitigen Software des Massenspektrometers verarbeitet und ausgewertet (MASsoft, www.HidenAnalytical.com). Während der Blind-, Standard- und Probenmessungen wurden 165 Zyklen des Massenspektrometers aufgezeichnet und reduziert.

Nach der Entgasung wurden die Proben aus der Gasextraktionsleitung entnommen und mit kalibrierten ^{230}Th - und ^{233}U -Lösungen versetzt. Die Fluoritkristalle wurden in Suprapur 30-prozentiger HCl in Savillex-Teflon-Fläschchen aufgelöst und drei Tage lang bei 120 °C gelagert. Jede Probencharge wurde mit einer Reihe von Blindwerten vorbereitet, um die Reinheit und Kalibrierung der Reagenzien und Spikes zu überprüfen.

Die U- und Th-Blindwerte sind in der Regel in einer Sitzung konstant und liegen unter 0,2 bzw. 0,5 pg. Die aufgestockten Lösungen wurden mit einem Thermo iCAP Q ICP-MS analysiert. Je Probe wurden fünf Zyklen aufgezeichnet. Die Konzentrationen von Ca, Sm und den SEE wurden durch externe Kalibrierung bestimmt. Die Oberfläche der Kristallfragmente ist vermutlich eine innere Oberfläche, so dass die Mehrzahl der Proben keine Alpha-Auswurfkorrektur benötigt. Eine solche Korrektur war nur

erforderlich für die idiomorphen Kristalle der Probe *Pin4* (Abb. 5), wo ca. 80 % der Oberfläche Alpha-Teilchen emittiert, weshalb dieser verarmte Rand berücksichtigt werden sollte. Die (U-Th-Sm)/He-Alter wurden nach der Taylor-Expansionsmethode nach Patterson (1934) berechnet.

4 Mineralchemische Charakterisierung der Fluoritproben

Fluoritkristalle enthalten SEE im Gitter und deren Verteilungsmuster ermöglicht die Unterscheidung verschiedener Bildungs generationen. Sie spiegeln auch den Charakter der an der Mineralisierung beteiligten Fluidphasen wider. Die SEE-Muster der hydrothermalen Minerale werden durch viele Faktoren gesteuert, beispielsweise Auslaugung des Ausgangsgesteins, Migration der fluiden Phase, Mineralausfällung und Remobilisierung (z. B. Cherniak et al. 2001; Sallet et al. 2005; Schwinn & Markl 2005). Die Literatur über die Fluoritchemie ist sehr umfangreich. Im Folgenden wird nur eine frühe Unterscheidungsmethode von Möller et al. (1976) und eine neuere Methode nach Wolff et al. (2015a) verwendet. Die erstgenannte Tb-basierte Unterscheidung ergibt ein eindeutiges Muster, wonach alle untersuchten Proben einer hydrothermalen Genese zuzuordnen sind (Abb. 6). Die ternäre Unterscheidung zwischen La, Gd und Er zeigt, dass die Mehrheit der Proben im Feld der Affinität zu polymetallischen Lagerstätten liegt. Nur die Projektionen der Proben *Rondell2* und *Neu-2* liegen im Feld der Sn-W-Affinität (Abb. 7).

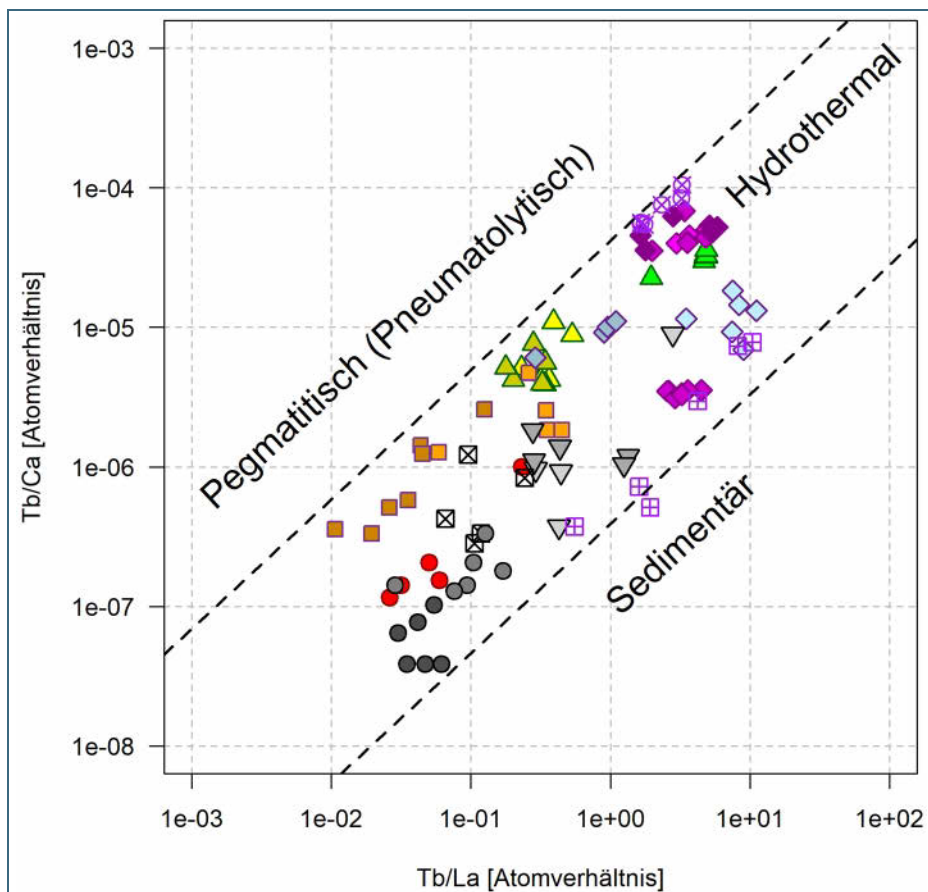


Abb. 6: Unterscheidung von Fluoriten auf Basis der Seltenerdelemente nach Möller et al. (1976). Symbole und Füllfarben sind gemäß Legende zu Abb. 7 gewählt.

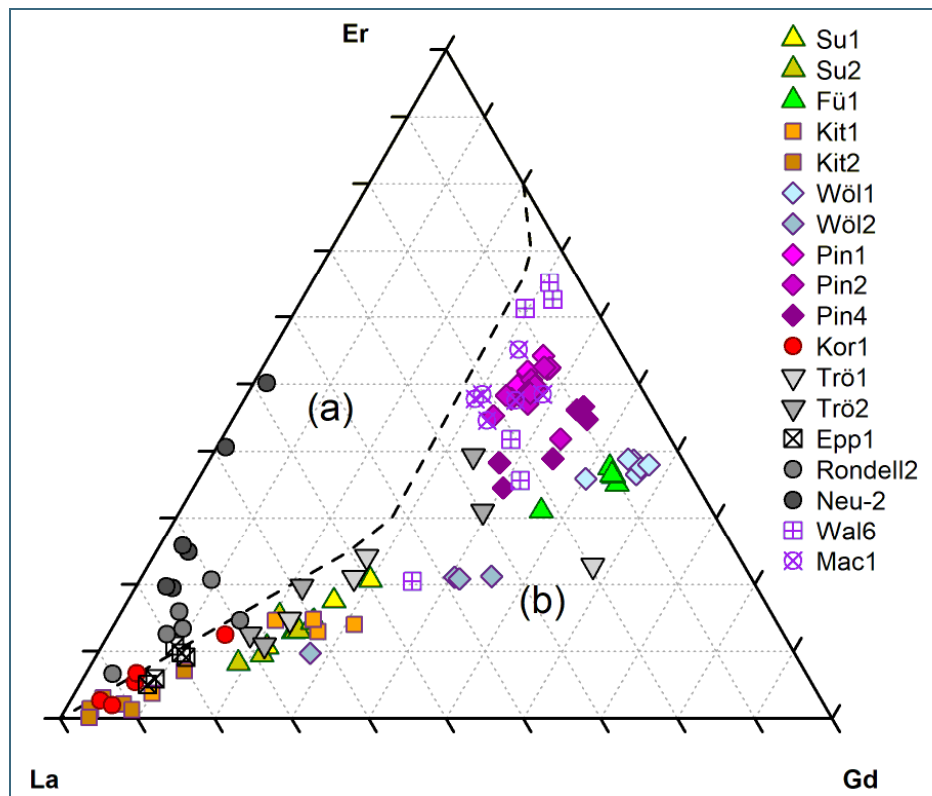


Abb. 7: Unterscheidung von Fluoriten im Zusammenhang mit (a) spätvariszischen Sn-W und (b) mesozoischen polymetallic Paragenesen im ternären Diagramm anhand der Seltenerdelemente La, Gd und Er (Wolff et al. 2015a).

Die SEE-Verteilung der Proben zeigt ein komplexes Bild. Die Summenkonzentrationen, Muster, die Eu-Anomalien und die La/Lu-Verhältnisse sind alle sehr unterschiedlich (Abb. 8). Das „Glockenform“-Muster lässt sich in den Proben *Fü1*, *Wöl1*, *Pin* und *Wal6* gut erkennen. Die Anreicherung der leichten Seltenerdelemente (LSEE) ist typisch für die Proben *Su*, *Kit*, *Wöl2* und *Kor1*. Ein „U-förmiges“ Muster erscheint in *Rondell2* und *Neu-2*. Die Muster dieser Proben unterscheiden sich offensichtlich von den anderen Proben und der Gesamtgehalt an SEE ist mit 3,3 respektive 2 ppm in diesen Proben am geringsten (siehe Tab. 2). Diese Marker stehen im Einklang mit der Affinität dieser Proben und ihrem Unterschied zu den anderen, wie es auch in Abb. 7 dokumentiert ist. Die Eu/Eu*-Anomalie ist variabel, aber relativ konstant innerhalb der aus einer Probe extrahierten Teilproben (Abb. 9).

Es ist bemerkenswert, dass die an denselben Orten gesammelten Proben Unterschiede aufweisen, wie beispielsweise *Kit* und *Wöl*. Dies kann das Ergebnis der Bildung in unterschiedlichen hydrothermalen Fließregimen oder zeitlich unterschiedliche Mineralausfällungen in einem sich entwickelnden System sein.

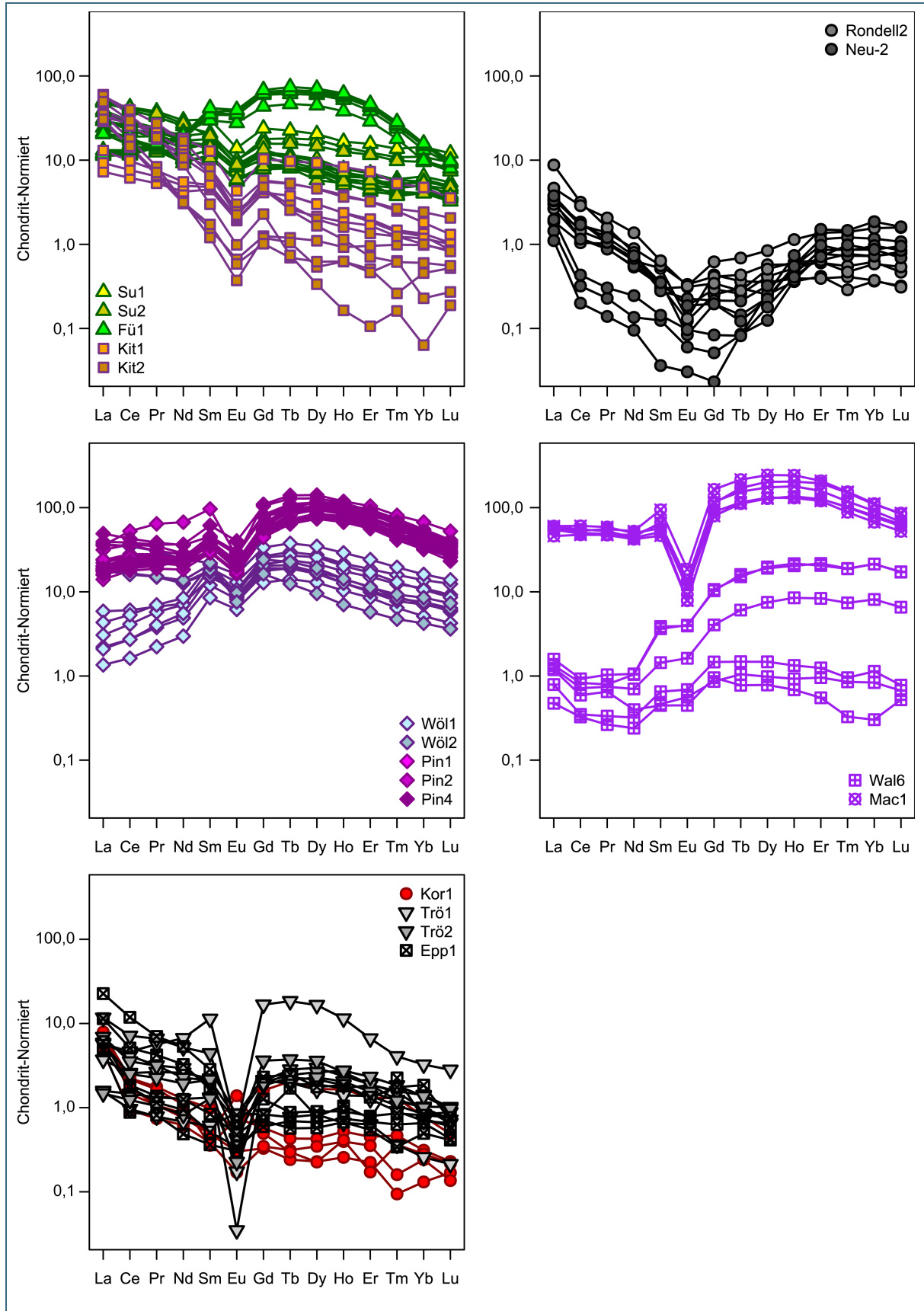


Abb. 8: Chondrit-normierte SEE-Muster der datierten Fluoritproben.

Tab. 2: Chondrit-normierte Seltenerdelement (SEE)-Konzentrationen und SEE-relevante Indizes

Probe	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ SEE	SEE+Y	La/Lu	Ce/Ce*	Eu/Eu*
Su1#1	14,6	39	29	24	17	18	8,9	12,4	10,4	8,7	6,4	6,2	4,9	5,9	4,9	49	63,5	7,98	0,95	0,6
Su1#2	37,5	30	26	24	19	21	9,9	17,8	18,1	17,5	14,3	12,3	10,9	11	9,3	52,3	89,8	3,15	0,97	0,51
Su1#3	45,6	50	43	38	30	31	14	23,8	22,5	20,4	16,6	15,6	13,7	14,4	12	79,1	124,7	4,13	0,98	0,51
Su1#4	15,4	31	22	19	14	16	7,7	11,6	11,1	9,7	7,1	6,4	5,9	6,4	5,4	40,5	55,8	5,71	0,92	0,57
Su1#5	12,3	24	18	15	11	13	7,4	10,4	9,4	8	5,9	5,5	4,8	5	4,5	32,7	45	5,4	0,95	0,63
Su1#6	11,8	21	15	13	9,2	12	5,6	8,9	8,7	7,6	5,9	5	4,7	5	4	28,3	40,1	5,17	0,92	0,55
Su2#1	11,5	20	16	12	10	11	5,7	7,8	8	5,8	5,3	4,2	3,9	4,2	3,9	27,8	39,4	5,29	0,98	0,63
Su2#2	11,3	22	17	13	10	11	5,9	8,5	8,1	6,9	5,1	4,5	4,2	4,1	3,5	29,6	40,9	6,12	1	0,63
Su2#3	15,6	37	27	22	17	15	8,3	11,5	8,7	7,3	5,6	5,1	3,8	4	3,2	45,3	61	11,5	0,96	0,63
Su2#4	20,4	29	24	20	15	14	8,2	12,4	11,5	10,3	7,8	7	5,8	5,6	4,8	42,1	62,5	6,1	0,98	0,62
Su2#5	33,8	48	39	33	26	21	10	15,7	15,7	14,7	12,7	11,6	9,8	9,5	7,4	67,2	101	6,53	0,99	0,55
Su2#6	19,4	51	42	36	27	19	8,8	13,4	10,6	8,7	7,2	5,8	5,3	5,4	3,7	65,7	85,1	13,82	0,97	0,55
Fü1#1	246	11	11	14	18	35	34	59,9	61,2	59,7	52	38,4	23,8	13,2	9,1	69,3	315,3	1,24	0,89	0,75
Fü1#2	272,5	12	13	16	20	38	39	64,3	68	65,8	58,5	43,4	26,7	15,2	10	76,3	348,8	1,23	0,91	0,79
Fü1#3	268,9	12	12	16	18	37	34	63	65,9	62,9	55,8	42,8	25,7	14,8	9,9	73,4	342,3	1,21	0,89	0,71
Fü1#4	193	21	19	19	21	30	28	43,4	46,5	44,8	38,1	28,8	17,9	9,9	8	66,3	259,3	2,57	0,95	0,77
Fü1#5	261,8	12	12	15	19	35	36	61,7	66,4	67,1	58,7	44,2	26,5	14,8	9,4	74,4	336,2	1,25	0,88	0,76
Fü1#6	277,9	13	13	16	20	42	40	68,2	73,9	70,7	62,2	46,7	28,4	15,8	9,8	80,7	358,6	1,35	0,9	0,74
Kit1#1	7,8	7,3	6,2	5,3	4,2	4,5	1,9	4,1	3,8	3	2,4	1,9	1,4	1,2	0,9	11,3	19,2	8,48	0,99	0,45
Kit1#2	7,5	9,3	7,6	6,4	5	4,8	2	4,1	3,8	3	2,4	2	1,5	1,3	1	13,3	20,8	8,88	0,99	0,45
Kit1#3	13,9	13	9,8	7,5	5,5	5,1	2,1	5,5	5,2	4,6	3,8	3,2	2,5	1,8	1,3	17,1	31	9,93	0,99	0,4
Kit1#4	6,3	38	29	20	13	6,8	2,3	4,5	2,6	2,1	1,8	1,7	1,2	1,2	1	38,7	45	38,24	1,04	0,41
Kit1#5	42,3	32	28	24	18	13	4,3	10,3	9,7	9,3	8,3	7,3	5,3	4,7	3,5	45,5	87,8	9,09	1	0,38
Kit1#6	9,1	37	25	18	12	8,1	3	5,7	5,3	4,6	3,7	3,2	2,6	2,4	2,1	37	46,1	17,8	0,99	0,44
Kit2#1	2,8	29	14	6,6	3,1	1,5	0,7	1,3	1,2	1,1	0,9	1	1	1	0,9	19,1	21,9	33,91	1,03	0,48
Kit2#2	2,5	35	18	8,4	3,2	1,2	0,4	1,2	1,1	0,5	0,6	0,5	0,3	0,5	0,5	22,6	25,1	67,01	1,04	0,31
Kit2#3	2,2	31	15	7,1	3,1	1,7	0,6	1	0,7	0,6	0,6	0,5	0,6	0,2	0,3	19,4	21,7	112,6	0,99	0,44

Probe	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ SEE	SEE+Y	La/Lu	Ce/Ce*	Eu/Eu*
Kit2#4	0,7	60	34	19	8,8	3	1	2,3	0,7	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	42,7	43,4	317,9	1,01	0,38
Kit2#5	5,6	58	40	27	17	7,8	2,4	4,6	2,9	2	1,6	1,3	1,2	1	0,8	52,5	58,2	70,57	1	0,41
Kit2#6	3,1	49	29	19	11	6,5	2,2	4,8	2,5	1,7	1,1	0,7	0,6	0,6	0,6	39,9	43	88,67	0,97	0,4
Wöl1#1	41,8	2,2	2,7	3,8	4,9	12	8,2	17,7	19,1	17,7	14,2	11,5	8,6	7,3	5,8	20,4	62,3	0,38	0,94	0,56
Wöl1#2	46,9	5,9	6,1	6,7	7,2	14,8	10,7	21,1	23,7	21,5	17,6	15,1	12,3	11	9,2	28,8	75,7	0,64	0,97	0,61
Wöl1#3	53	3,1	4,1	5,7	7	19,1	13	26,5	29,7	27,4	21,6	18,6	15,9	13,8	12,4	31,8	84,8	0,25	0,98	0,58
Wöl1#4	36,4	1,4	1,6	2,2	3	8,5	6,2	12,8	14,1	12,9	10,3	8,5	6,4	5,1	4,3	14,2	50,6	0,32	0,94	0,59
Wöl1#5	65,3	2,1	2,7	4	5,5	15,5	10,6	25,5	27	25,7	20,3	16,9	13	10,6	8,6	27,3	92,6	0,24	0,94	0,54
Wöl1#6	89,5	4,3	5,3	7	8,4	21,4	16,1	33,7	37,6	34,7	29	24,1	19,6	16,1	13,9	39,7	129,3	0,31	0,97	0,6
Wöl2#1	28,3	18,2	16,3	15	12,6	17,2	8,7	19,2	18,9	16,4	12,7	10	7,8	7,1	6,1	37,8	66,1	2,99	0,99	0,48
Wöl2#2	28,9	18,8	16,6	15,2	12,7	18,1	8,9	20,5	20,7	17,1	12,6	10,3	8,3	7,6	6,4	39,1	68	2,93	0,98	0,46
Wöl2#3	30,4	17,9	16	15,1	13,7	21,1	9,7	24,2	22,7	19,1	14,2	11,3	9,3	8,5	7,3	41,3	71,6	2,44	0,98	0,43
Wöl2#4	18,2	37,1	34,5	30,7	24,4	22,1	7,6	16,3	12,4	9,5	7	5,8	4,7	4,2	3,6	57,2	75,3	10,23	1,02	0,4
Pin1#1	298,5	17,4	22,4	24,8	23,3	38,6	22,2	61,1	97,8	116,3	102,8	87,7	67,3	50,3	37,4	116,3	414,7	0,47	1,08	0,46
Pin1#2	300,8	18,2	23	25,1	24,7	38,5	22,3	62,5	98,4	116	101,5	88,4	68,5	51,7	38,9	118,1	418,9	0,47	1,08	0,45
Pin1#3	259,6	23,8	28,1	27,9	25,2	34,5	19,5	51,9	82,2	94,8	86,4	75,3	59,3	45,4	34,9	109,7	369,3	0,68	1,09	0,46
Pin1#4	307,4	17,9	22,4	24,4	24,2	38,3	22,5	62,2	102,2	118,6	108,9	94,9	73,4	55,3	41,3	120,4	427,8	0,43	1,07	0,46
Pin1#5	281,7	22,1	26,3	27,1	25,5	37	21,6	56,7	93,7	106,2	97	84,9	65,2	49,8	38,2	116,2	398	0,58	1,08	0,47
Pin1#6	310,9	18	23,3	25,3	25	40,7	22,8	64,1	102,8	118,5	109,3	90,2	71,6	53,4	40,2	121	432	0,45	1,09	0,45
Pin2#1	326,2	35,5	52,6	64,2	67,2	96,4	26,2	109,6	139,9	141,2	118,8	104,3	81	67,3	52,4	198,2	524,4	0,68	1,1	0,26
Pin2#2	282,1	16,2	20,7	22,4	22,8	34,8	21,3	58,3	90,3	104,1	94,7	82,1	64,2	46,6	35,7	107,7	389,8	0,45	1,09	0,47
Pin2#4	243,3	31,5	36,5	34,8	28,6	35	18,5	49,7	72,7	84,2	76	67,1	49,6	40,7	31	112,4	355,8	1,02	1,1	0,44
Pin2#5	267,5	20,3	24,7	25,4	24,1	35,5	20,8	53,5	84	98,4	89,4	75,9	59	42,7	33,3	107,3	374,8	0,61	1,09	0,48
Pin2#6	259	20,1	25,3	26,1	24,6	35,3	20,9	54,3	83	94	83,8	71,5	54,5	41,9	30,9	105,6	364,6	0,65	1,11	0,48
Pin2#7	247	23,8	26,4	24,9	23	30,5	17,2	46,7	72	82,6	77,5	64,6	48,1	37,8	28,3	97,9	344,9	0,84	0,04	0,46
Pin2#8	250,2	24,2	26,2	24,8	21,9	29,8	17	45,2	71,5	82,3	77,4	64,9	49,1	38,4	29,3	97,1	347,3	0,83	0,03	0,46
Pin2#9	226,9	19	23,2	22,9	20,9	29,4	16,3	44,4	63,9	73,6	67,2	56,3	43,4	33,1	25,6	87,3	314,2	0,74	0,04	0,45
Pin2#10	251	14	17,8	18,8	18,4	28,9	17,1	46,5	72,9	85	79	66,9	50,8	38,7	29,7	88,6	339,6	0,47	0,04	0,47

Probe	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ SEE	SEE+Y	La/Lu	Ce/Ce*	Eu/Eu*
Pin2#11	246,7	18,4	22,3	22,6	20,9	29,2	17,1	45,1	69,1	79	72,3	61	47,2	35,9	27,9	90,1	336,8	0,66	0,04	0,47
Pin2#12	257,4	17,5	21,6	21,9	20,6	29,5	17,6	47,3	72,8	83,6	76	64,5	49	38,1	28,6	92,3	349,7	0,61	0,04	0,47
Pin2#13	241,3	17,9	22	21,9	20,9	29,5	17,1	44,5	67,5	76,2	70,1	59,2	44,7	34,5	26	88,1	329,4	0,69	0,04	0,47
Pin4#1	318,2	49,1	42,8	38,5	35,8	45,5	29,9	77,9	93,8	94,1	84,2	67	48,4	36,9	28,6	135,5	453,7	1,72	0,98	0,5
Pin4#2	432,3	39,4	38,4	36,4	36,6	61,4	40,1	104,6	128,1	128,8	113,9	91,6	68,7	52,4	38,3	158,4	590,7	1,03	1,01	0,5
Pin4#3	358,4	15,9	19,1	20,3	22,9	43,8	27,6	78,2	98,1	102,3	94,4	76	56,7	43,8	33	110,4	468,8	0,48	1,06	0,47
Pin4#4	261,5	35,5	35,7	30,8	27,7	34,9	19,8	55,9	73,2	75	67	56,6	41,4	31,8	23,2	106,9	368,5	1,53	1,08	0,45
Pin4#5	384	18,6	22	22,8	25,5	45,7	29,4	82,3	110,3	115	104,2	86,5	67,6	51,5	37,1	123,3	507,3	0,5	1,07	0,48
Pin4#6	365,6	15,9	19,6	21,4	24,1	45,5	28,3	79,6	107,3	111,5	100,5	83,5	63,3	47,8	35	117,2	482,7	0,45	1,06	0,47
Kor1#1	12,8	7,6	2,2	1,8	1,3	1	0,5	1,6	2	1,7	1,6	1,3	1,3	0,8	0,5	5,5	18,3	15,69	0,61	0,44
Kor1#2	4,2	7,2	2,2	1,7	1,1	0,4	0,7	0,6	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,3	0,2	4,3	8,4	31,52	0,63	1,65
Kor1#3	3,3	7,8	1,5	1,1	0,8	0,5	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2	3,6	6,9	46,4	0,5	0,75
Kor1#4	4,1	4,6	0,9	0,7	0,6	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,2	0,2	0,1	2,4	6,5	33,52	0,51	0,47
Kor1#5	4	7,9	1,8	1,1	0,9	0,5	1,4	0,5	0,3	0,2	0,4	0,2	0,4	0,3	0,2	3,9	7,9	36,36	0,6	2,79
Trö1#1	8,7	1,6	1	0,8	0,7	0,6	0,9	0,8	0,8	0,8	0,7	0,6	0,4	0,3	0,2	2,1	10,8	7,29	0,87	1,2
Trö1#4	25,1	3,7	2,6	2,7	2,6	2,2	0	2,1	1,9	1,9	1,7	1,9	1,2	1	1	5,9	31,1	3,65	0,82	0,02
Trö1#5	36,3	5,7	4,6	5,7	6,7	11,3	0,6	16,7	18,4	16,5	11,4	6,6	4,1	3,2	2,8	20,6	56,9	2,02	0,82	0,04
Trö1#6	24,5	5,9	4,1	3,2	2,9	1,9	0,2	2,1	2	1,6	1,4	1,4	1,1	0,8	0,9	7,4	31,9	6,67	0,96	0,09
Trö2#1	17,5	6,9	3,5	3,2	2,3	2,1	0,4	1,8	2,3	2,2	1,8	1,3	0,9	0,7	0,7	7,1	24,5	10,58	0,76	0,22
Trö2#2	19	5,7	2,5	2,3	1,9	2,1	0,7	2,1	2,8	3	2,4	1,9	1,5	1	0,7	6,4	25,4	8,64	0,7	0,34
Trö2#3	18,2	11,7	7,1	6,6	5,2	4,4	0,5	3,6	3,7	3,6	2,6	1,9	1,6	1,4	1	13,6	31,8	11,63	0,81	0,13
Trö2#5	31,8	1,6	1,5	1,3	1,3	1,3	0,4	2	2,4	2,6	2,8	2,3	1,8	1,4	1	4,3	36,1	1,64	1,01	0,25
Trö2#6	21,4	1,5	1,2	1	0,8	1,3	0,2	1,9	2,1	2,3	2	1,5	1,2	1	0,7	3,5	24,8	2,05	0,99	0,14
Epp1#1	6,2	4,7	0,9	0,8	0,5	0,4	0,3	0,7	0,6	0,6	0,7	0,5	0,3	0,5	0,4	2,6	8,8	11,49	0,45	0,6
Epp1#2	7,2	5	1,7	1,2	0,9	0,5	0,3	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,4	3,6	10,8	11,77	0,73	0,62
Epp1#3	11,2	22,6	11,9	7	5,3	2,9	0,8	2,3	2,5	1,8	1,8	1,3	1,7	1,9	0,7	18,2	29,4	32,11	0,94	0,32
Epp1#4	8,3	6,1	1,9	1,4	1,3	0,8	0,5	0,8	1,7	0,8	1	0,7	2,3	0,7	0,6	4,3	12,6	10,23	0,64	0,57
Epp1#5	8,4	11,4	5,1	4,2	3,3	1,7	0,7	1,3	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	0,8	0,8	9	17,5	14,89	0,74	0,47

Probe	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ SEE	SEE+Y	La/Lu	Ce/Ce*	Eu/Eu*
Rondell2#1	3,5	2,7	1,2	0,9	0,5	0,3	0,1	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	2,1	5,6	8,3	0,77	0,43
Rondell2#2	4	1,9	1	1	0,6	0,5	0,1	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	1,9	5,9	6,03	0,76	0,28
Rondell2#3	4,8	3,5	1,7	1,4	0,9	0,6	0,3	0,4	0,4	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	3	7,8	7,46	0,77	0,69
Rondell2#4	7,6	3	1,4	1,1	0,7	0,3	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	2,5	10,2	5,55	0,8	0,58
Rondell2#5	9,2	8,8	3,2	1,6	0,8	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,6	0,6	0,8	0,7	0,8	5,2	14,4	10,72	0,85	0,97
Rondell2#6	21,6	4,7	2,9	2,1	1,4	0,6	0,3	0,6	0,7	0,8	1,1	1,4	1,4	1,6	1,6	4,9	26,4	2,93	0,93	0,51
Neu-2#1	3	3,3	1,2	0,9	0,6	0,4	0,1	0,2	0,1	0,2	0,6	1,2	1,2	1,2	1,1	2,5	5,5	3,06	0,68	0,32
Neu-2#2	3,8	1,4	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,7	1,5	1,5	1,9	1,6	1,4	5,2	0,9	0,56	0,75
Neu-2#3	2,4	1,1	0,2	0,1	0,1	0	0	0	0,1	0,1	0,4	0,8	0,7	0,7	0,8	0,8	3,2	1,4	0,51	1,05
Neu-2#4	2,5	3,3	1,8	1,1	0,7	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,9	0,9	0,9	0,7	2,9	5,5	4,84	0,98	0,92
Neu-2#5	2,7	3,8	1,7	1,2	0,7	0,4	0,2	0,2	0,1	0,2	0,5	1	0,8	1	0,8	3	5,7	4,45	0,8	0,71
Neu-2#6	2,4	2	0,4	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,7	1	0,9	1	1,3	3,8	2,06	0,56	0,88
Wal1#1	13,2	1,2	0,6	0,7	0,4	0,4	0,4	1	0,8	0,8	0,7	0,6	0,3	0,3	0,5	1,6	14,8	2,28	0,67	0,69
Wal1#2	20,9	0,8	0,3	0,3	0,3	0,7	0,7	1,5	1,5	1,5	1,3	1,2	1	1,1	0,8	2	22,8	1,01	0,68	0,7
Wal1#3	16,8	0,5	0,3	0,3	0,2	0,5	0,6	0,9	1	1	0,9	1	0,9	0,8	0,7	1,4	18,2	0,71	0,92	0,89
Wal1#4	220	1,3	0,8	0,8	1	3,6	4	10,3	16,1	19	20,4	21,7	18,9	21,4	17,3	19,1	239,1	0,08	0,81	0,66
Wal1#5	91,9	1,2	0,7	0,7	0,7	1,4	1,6	4	6,1	7,5	8,5	8,4	7,4	8,1	6,6	8	100	0,19	0,75	0,67
Wal1#6	219,7	1,6	0,9	1	1,1	3,9	3,9	10,7	15,1	19,8	21,6	20,5	18,8	21,4	17,1	19,4	239	0,09	0,72	0,61
Mac1#1	723,7	54,9	49	47,2	42,1	46,5	7,8	79,5	111,6	128,1	135,9	126,3	102,1	80	63,6	175,4	899	0,86	0,96	0,13
Mac1#2	918	57,2	50,1	48,7	47,1	64,2	13,8	117,4	154,5	174,3	179,1	158,1	118,4	91,2	67,7	213,6	1131,6	0,84	0,95	0,16
Mac1#3	730,6	59,5	55,3	52,6	44,1	51,2	8	79,6	113,8	130,9	132	127,1	100,5	77,2	60,2	182,7	913,3	0,99	0,99	0,12
Mac1#4	1189,9	57	53,1	55,7	52,6	94,4	18,5	164,8	215,2	243,9	242,1	208,3	154,4	111,7	83,6	270,1	1460	0,68	0,94	0,15
Mac1#5	1021,9	45,9	47,6	47,4	45	66,7	12,1	112,7	171,6	203	203,7	194,8	150,2	108,8	86,2	227,2	1249,1	0,53	1,02	0,14
Mac1#6	684,5	60,4	60,7	58,9	49,8	57,2	11,1	89,1	115,6	131,2	130,2	120,2	88,2	67,2	52,3	189,3	873,8	1,15	1,02	0,16

Eu/Eu* = Eu / (sqrt(Sm * Gd)), wobei Eu, Sm und Gd die Chondrit-normierten Werte sind

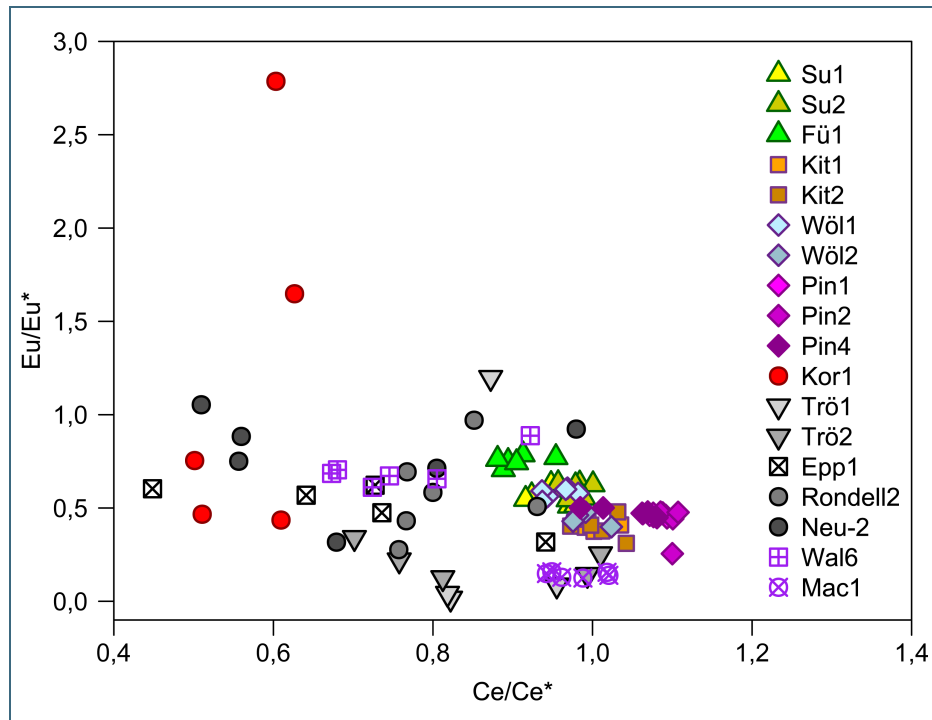


Abb. 9: Darstellung der Europium- und Cer-Anomalien relativ zu Chondritnormierten Werten.

5 Fluorit-(U-Th)/He-Alter

Die analytischen Details und die Fluorit-(U-Th)/He-Alter (FHe) sind in Tab. 3 gegeben. Die Präzision des extrahierten Heliums ist akzeptabel, die relative Unsicherheit (1σ) liegt typischerweise zwischen 1 und 3 %. Obwohl relativ hohe Probenmassen verwendet wurden (6 bis 162 μg Fluorit), sind die Actinoidensignale sehr gering und liegen häufig in der Nähe der verfahrensbedingten Blindwerte. Die nachgewiesenen Uran- und Thorium-Massen liegen bei 0,1 bis 425 pg beziehungsweise 0,1 bis 280 pg. Die niedrigsten Werte liegen nahe am technischen Limit und verursachen damit hohe analytische Unsicherheiten, die bis zu mehreren 100 % betragen können (siehe Tab. 3; TAU). Die extremsten Werte sind durch graue Farbe in den Uran- und Thorium-Spalten gekennzeichnet. Daher waren viele Proben nicht für die He-Datierung geeignet. Es wurde ein Schwellenwert von 30 % relativem Fehler (2σ) angewandt, sodass Teilprobenalter für die Berechnung des Proben-Durchschnittalters über diesem Wert nicht berücksichtigt wurden. Die abgelehnten Daten in der FHe-Alter Spalte sind ebenfalls grau hinterlegt (Tab. 3). Über die auf Unsicherheit basierende Filterung hinaus wurden drei weitere Daten von der Interpretation ausgeschlossen (gelb markiert), da sie höchst unwahrscheinliche Altersangaben liefern. Diese Ablehnung beruht auf der langjährigen Erfahrung des Göttinger Labors. Bei einigen Teilproben kann die Erhitzung während der Gasextraktion zu Gasexplosionen im Kristall führen, sodass die Menge des entgasten Materials nicht quantitativ ist. Daher kann selbst die genaue ICP-MS-Analyse falsche Ergebnisse liefern.

Abb. 10 zeigt das Verhältnis des He-Beitrags der drei Elemente Uran, Thorium und Samarium. Uran und Thorium sind die Hauptquellen und interessant ist die breite Streuung zwischen den Proben. Es fällt auch auf, dass die Proben *Rondell2* und *Neu-2*, welche genetisch relevante Ähnlichkeiten aufweisen, dennoch sehr unterschiedliche Th/U-Verhältnisse besitzen.

Tab. 3: Fluorit-(U-Th)/He Altersdaten

Probe	Farbe	He		U		Th		Th/U	Sm		F _t	unkor. Alter [Ma]	F _t -kor. Alter [Ma]	2σ [Ma]	2σ [%]	Ø Alter [Ma]	σ _n [Ma]	TAU [%]
		Vol. [ncc]	1σ [%]	Masse [ng]	1σ [%]	Masse [ng]	1σ [%]		Masse [ng]	1σ [%]								
Su1#1	farblos	0,021	2,2	0	227,6	0,002	2,6	3,4	0,096	2,3	1	180	180	391	216			108
Su1#2	farblos	0,04	1,5	0,001	95,7	0,001	4,1	1,6	0,151	2,3	1	263	263	300	114			57
Su1#3	farblos	0,054	1,5	0,001	46,9	0,002	2,8	2,6	0,205	2,3	1	259	259	126	49			24
Su1#4	farblos	0,027	2	0	224,3	0,002	2,5	4,7	0,088	2,3	1	254	254	463	182			91
Su1#5	farblos	0,016	2,2	0	140,8	0	170,1	0,8	0,077	2,3	1	203	203	410	202			101
Su1#6	farblos	0,012	3	0	378,8	0	141,9	1,4	0,083	2,3	1	210	210	895	426	-228		213
Su2#1	farblos	0,005	4	0	847,6	0	2094,4	0,8	0,038	2,3	1	192	192	2320	1211			606
Su2#2	farblos	0,03	1,7	0,001	96,2	0,002	2,5	2,8	0,046	2,3	1	202	202	220	109			54
Su2#3	farblos	0,009	3,4	0	117,6	0,002	2,6	4,7	0,021	2,1	1	74	74	79	107			53
Su2#4	farblos	0,023	2	0,001	76,8	0,001	15,9	1,4	0,063	2,1	1	138	138	147	106			53
Su2#5	farblos	0,041	1,6	0,001	55,5	0,003	3,1	2,7	0,101	2,1	1	175	175	109	62			31
Su2#6	farblos	0,009	3	0	214,9	0,002	2,4	5,4	0,047	2,1	1	99	99	169	172	-147		86
Fü1#1	farblos	0,084	1,3	0	172,6	0,002	2,8	5,2	0,183	2,1	1	606	606	741	122			61
Fü1#2	farblos	0,136	1,1	0,001	238,2	0,005	3,4	8,4	0,31	2,1	1	568	568	722	127			63
Fü1#3	farblos	0,129	1,2	0	439,2	0,002	4,5	9,2	0,318	2,1	1	977	977	1685	172			86
Fü1#4	farblos	0,088	1,2	0,001	38,9	0,001	25,1	0,6	0,097	2,1	1	415	415	255	61			31
Fü1#5	farblos	0,047	1,4	0	690,6	0	177,7	3,6	0,072	2,1	1	1143	1143	6260	547			274
Fü1#6	farblos	0,088	1,3	0	178,4	0,002	5,6	3,2	0,182	2,1	1	649	649	1020	157			79
Kit1#1	violett	0,157	1,1	0,007	7,3	0,002	2,9	0,2	0,058	2,3	1	180	180	24	13			7
Kit1#2	violett	0,056	1,6	0,002	34,2	0,002	2,6	1,4	0,052	2,3	1	195	195	94	48			24
Kit1#3	violett	0,15	1,2	0,005	9,1	0,004	2,8	0,8	0,07	2,3	1	192	192	28	15			7
Kit1#4	violett	0,129	1	0,005	8,7	0,002	2,4	0,4	0,045	2,3	1	183	183	28	15			8

Probe	Farbe	He		U		Th		Th/U	Sm		F _t	unkor. Alter [Ma]	F _t -kor. Alter [Ma]	2σ [Ma]	2σ [%]	Ø Alter [Ma]	σ _n [Ma]	TAU [%]
		Vol. [ncc]	1σ [%]	Masse [ng]	1σ [%]	Masse [ng]	1σ [%]		Masse [ng]	1σ [%]								
Kit1#5	violett	0,25	1	0,007	8	0,001	4,1	0,2	0,116	2,3	1	279	279	41	15			7
Kit1#6	violett	0,081	1,5	0,004	11	0,004	3,3	1	0,04	2,3	1	137	137	24	17	195	19	9
Kit2#1	violett	0,998	0,9	0,043	2,1	0,001	8,3	0	0,006	2,1	1	189	189	8	4			2
Kit2#2	violett	1,135	0,9	0,027	2,3	0,001	10,8	0	0,002	2,1	1	334	334	16	5			2
Kit2#3	violett	2,012	0,9	0,048	2,2	0,001	16,7	0	0,005	2,1	1	331	331	15	5			2
Kit2#4	farblos	0,476	1	0,015	3,4	0	921,8	0	0,013	2,1	1	251	251	20	8			4
Kit2#5	farblos	0,28	1	0,009	5,5	0	106,1	0	0,021	2,1	1	262	262	28	11			5
Kit2#6	farblos	0,749	0,9	0,018	2,9	0	67,4	0	0,029	2,1	1	335	335	20	6	284	25	3
Wöl1#1	violett	0,056	1,4	0,001	183,4	0,003	2,4	4,8	0,296	2,3	1	317	317	400	126			63
Wöl1#2	violett	0,053	1,5	0,001	65,3	0,004	2,8	4,8	0,272	2,3	1	203	203	103	51			25
Wöl1#3	violett	0,065	1,4	0,001	69,2	0,003	2,9	3,5	0,356	2,3	1	248	248	148	60			30
Wöl1#4	farblos	0,014	2,5	0	298,2	0,001	4,9	4,3	0,08	2,3	1	168	168	417	249			124
Wöl1#5	farblos	0,026	2	0,001	111	0,002	2,7	4,2	0,232	2,3	1	162	162	139	86			43
Wöl1#6	farblos	0,051	1,4	0,002	18,4	0,001	7,9	0,4	0,223	2,3	1	148	148	43	29	-208		15
Wöl2#1	farblos	0,032	1,8	0,001	45,4	0,011	2,6	8,7	0,186	2,3	1	66	66	19	28			14
Wöl2#2	farblos	0,041	1,7	0,001	59,1	0,005	2,7	4,4	0,165	2,3	1	129	129	68	53			26
Wöl2#3	farblos	0,043	1,8	0,001	114,7	0,007	2,7	10,3	0,212	2,3	1	139	139	83	60			30
Wöl2#4	farblos	0,036	1,9	0,001	118,8	0,004	2,8	6	0,256	2,3	1	144	144	119	82	-119		41
Pin1#1	violett	0,155	1	0,001	92	0,053	2,4	75	0,337	2,1	1	97	97	10	11			5
Pin1#2	violett	0,203	1	0,001	73,3	0,073	2,4	101,6	0,336	2,1	1	95	95	7	8			4
Pin1#3	violett	0,132	1,1	0,001	94,5	0,037	2,4	68	0,275	2,1	1	118	118	14	12			6
Pin1#4	farblos	0,132	1,1	0,001	77,7	0,05	2,4	100,2	0,224	2,1	1	90	90	7	8			4
Pin1#5	farblos	0,151	1,2	0,001	51,3	0,064	2,4	69,6	0,244	2,1	1	79	79	6	8			4

Probe	Farbe	He		U		Th		Th/U	Sm		F _t	unkor. Alter [Ma]	F _t -kor. Alter [Ma]	2σ [Ma]	2σ [%]	Ø Alter [Ma]	σ _n [Ma]	TAU [%]
		Vol. [ncc]	1σ [%]	Masse [ng]	1σ [%]	Masse [ng]	1σ [%]		Masse [ng]	1σ [%]								
Pin1#6	farblos	0,126	1,1	0,001	126,7	0,042	2,4	69,9	0,393	2,1	1	99	99	15	15	97	5	7
Pin2#1	farblos	0,05	1,7	0,022	2,8	0,014	2,5	0,6	0,308	2,1	1	16	16	1	6			3
Pin2#2	farblos	0,017	2,3	0	144,4	0,024	2,4	69,2	0,136	2,1	1	24	24	4	17			9
Pin2#4	farblos	0,029	1,8	0	370,5	0,01	2,6	32,6	0,062	2,1	1	92	92	76	83			41
Pin2#5	farblos	0,023	2,3	0,007	8,3	0,016	2,5	2,5	0,108	2,1	1	18	18	2	11			6
Pin2#6	farblos	0,023	2	0,001	126,1	0,013	2,5	21,6	0,118	2,1	1	52	52	21	40			20
Pin2#7	farblos	0,115	1,1	0,001	55,2	0,042	2,4	38	0,238	3,7	1	88	88	10	12			6
Pin2#8	farblos	0,078	1,3	0,001	122,6	0,041	2,4	78,3	0,226	3,7	1	64	64	9	13			7
Pin2#9	farblos	0,038	1,7	0	119,5	0,019	2,5	45,9	0,229	3,7	1	62	62	12	20			10
Pin2#10	farblos	0,07	1,3	0	-7094	0,037	2,4	high	0,206	3,7	1	68	68	4	5			3
Pin2#11	farblos	0,16	1,1	0	233,8	0,098	2,4	339,8	0,479	3,7	1	57	57	4	8			4
Pin2#12	farblos	0,166	1,1	0	187,5	0,089	2,4	264,6	0,485	3,7	1	65	65	5	8			4
Pin2#13	farblos	0,075	1,4	0	122,2	0,052	2,4	130,6	0,479	3,7	1	49	49	4	9	66	5	5
Pin4#1	farblos	0,209	1,4	0,002	28,9	0,014	2,5	5,8	0,098	2,3	0,9	303	337	81	24			12
Pin4#2	farblos	0,537	1,3	0,005	13,4	0,069	2,4	13,5	0,431	2,3	0,9	209	232	19	8			4
Pin4#3	farblos	1,074	1,3	0,016	3,8	0,125	2,4	7,7	0,921	2,3	0,9	193	215	12	6			2
Pin4#4	violett	0,662	0,9	0,009	5,1	0,072	2,4	7,8	0,234	2,1	0,9	209	233	14	6			2
Pin4#5	farblos	0,797	0,9	0,006	11,5	0,097	2,4	15,1	0,476	2,1	0,9	227	252	18	7			3
Pin4#6	farblos	1,161	0,9	0,008	5,7	0,095	2,4	12,1	0,488	2,1	0,9	317	352	20	6	270	24	2
Kor1#1	violett	0,07	1,7	0,004	13,2	0,004	2,7	0,9	0,003	2,3	1	117	117	25	22			11
Kor1#2	violett	0,029	2,3	0,001	73,5	0,001	8,6	1,7	0,001	2,3	1	203	203	209	103			51
Kor1#3	farblos	0,006	3,9	0	443,3	0	630,7	0,9	0,001	2,3	1	178	178	1317	738			369
Kor1#4	farblos	0,064	1,5	0,001	640,2	0,001	490,6	0,9	0,002	2,3	1	682	682	7086	1039			519

Probe	Farbe	He		U		Th		Th/U	Sm		F _t	unkor. Alter [Ma]	F _t -kor. Alter [Ma]	2σ [Ma]	2σ [%]	Ø Alter [Ma]	σ _n [Ma]	TAU [%]
		Vol. [ncc]	1σ [%]	Masse [ng]	1σ [%]	Masse [ng]	1σ [%]		Masse [ng]	1σ [%]								
Kor1#5	farblos	0,014	2,4	0	327,3	0,001	82,7	1,6	0,001	2,3	1	223	223	1042	467			233
Trö1#1	farblos	2,056	0,9	0,011	4	0,001	9,4	0,1	0,001	2,1	1	1307	1307	102	8			4
Trö1#4	farblos	0,169	1,1	0,005	9,3	0,002	2,7	0,5	0,006	2,1	1	248	248	40	16			8
Trö1#5	farblos	0,138	1,1	0,005	10,5	0,005	2,6	1,1	0,027	2,1	1	180	180	29	16			8
Trö1#6	farblos	0,188	1,2	0,016	3,2	0,003	2,7	0,2	0,008	2,1	1	95	95	6	6	174	44	3
Trö2#1	violett	1,295	1,3	0,199	1,8	0,08	2,4	0,4	0,009	2,3	1	49	49	2	4			2
Trö2#2	violett	3,026	1,3	0,288	1,8	0,113	2,4	0,4	0,011	2,3	1	79	79	3	4			2
Trö2#3	farblos	2,765	1,3	0,413	1,8	0,098	2,4	0,2	0,02	2,3	1	52	52	2	4			2
Trö2#5	farblos	4,329	0,9	0,143	1,8	0,042	2,4	0,3	0,012	2,1	1	231	231	9	4			2
Trö2#6	violett	0,039	1,7	0,473	1,8	0,28	2,4	0,6	0,018	2,1	1	1	1	0	5	60	10	2
Epp1#1	violett	0,02	2,4	0,001	140,1	0,001	90,4	1	0,002	2,3	1	172	172	383	223			112
Epp1#2	violett	0,007	3,6	0,001	98,3	0,002	2,6	3	0,002	2,3	1	47	47	53	112			56
Epp1#3	farblos	0,055	1,4	0,002	67,5	0,005	2,4	2,3	0,008	2,3	1	129	129	110	85			42
Epp1#4	farblos	0,006	3,5	0,001	107,2	0,002	2,6	2,6	0,003	2,3	1	38	38	50	129			65
Epp1#5	farblos	0,001	5,7	0,003	45,2	0,007	2,5	2,1	0,012	2,3	1	2	2	1	60			30
Rondell2#1	farblos	0,156	1,1	0,004	15,8	0,002	2,5	0,6	0,002	2,3	1	286	286	76	27			13
Rondell2#2	farblos	0,524	0,9	0,02	2,7	0,026	2,4	1,3	0,007	2,3	1	163	163	7	5			2
Rondell2#3	farblos	0,291	1	0,006	9,1	0,006	2,8	1	0,005	2,3	1	321	321	46	14			7
Rondell2#4	farblos	0,191	1	0,001	28,4	0,003	2,9	1,8	0,002	2,3	1	713	713	277	39			19
Rondell2#5	farblos	0,012	2,9	0,005	11,1	0,004	2,9	0,8	0,002	2,3	1	17	17	3	19			10
Rondell2#6	farblos	0,159	1,1	0,004	12,2	0,006	2,7	1,7	0,005	2,3	1	247	247	42	17	254	14	9
Neu-2#1	farblos	0,021	2	0,001	82,4	0,009	2,6	11,6	0,002	2,3	1	61	61	27	44			22
Neu-2#2	farblos	0,087	1,3	0	193,1	0,01	2,6	34,5	0,001	2,3	1	268	268	114	43			21

Probe	Farbe	He		U		Th		Th/U	Sm		F _t	unkor. Alter [Ma]	F _t -kor. Alter [Ma]	2σ [Ma]	2σ [%]	Ø Alter [Ma]	σ _n [Ma]	TAU [%]
		Vol. [ncc]	1σ [%]	Masse [ng]	1σ [%]	Masse [ng]	1σ [%]		Masse [ng]	1σ [%]								
Neu-2#3	farblos	0,047	1,6	0	488,3	0,006	2,6	36,5	0	2,3	1	248	248	252	102			51
Neu-2#4	farblos	0,006	3,2	0,001	103,3	0,003	3	4,9	0,002	2,3	1	43	43	40	94			47
Neu-2#5	farblos	0,051	1,5	0,001	122,5	0,038	2,4	69,5	0,002	2,3	1	47	47	7	15			8
Neu-2#6	farblos	0,013	2,9	0	140,1	0,023	2,4	48,2	0,001	2,3	1	19	19	4	24	33	14	12
Wal6#1	rosa	0,882	0,9	0,004	25	0,001	20,3	0,3	0,003	2,1	1	1472	1472	670	46			23
Wal6#2	rosa	0,402	1	0,011	4,9	0,002	2,5	0,2	0,005	2,1	1	273	273	25	9			5
Wal6#3	rosa	0,12	1,2	0,007	6,4	0,001	3,5	0,2	0,003	2,1	1	138	138	17	12			6
Wal6#4	farblos	0,132	1,2	0,006	7,1	0,002	2,4	0,3	0,021	2,1	1	168	168	22	13			6
Wal6#5	farblos	0,133	1,1	0,003	19,8	0,002	2,5	0,9	0,012	2,1	1	339	339	107	31			16
Wal6#6	farblos	0,071	1,3	0,005	8,8	0,001	11	0,2	0,014	2,1	1	109	109	18	16	172	36	8
Mac1#1	violett	0,131	1,1	0,003	147,1	0,002	59,6	0,9	0,186	2,3	1	321	321	705	220			110
Mac1#2	farblos	0,093	1,3	0,001	227,1	0,001	9,6	2,6	0,068	2,3	0,9	768	853	2148	252			126
Mac1#3	farblos	0,069	1,4	0,002	35,9	0,003	2,5	1,6	0,076	2,3	1	249	249	121	48			24
Mac1#4	farblos	0,108	1,1	0,001	63,8	0,003	3,4	1,9	0,144	2,3	1	416	416	329	79			40
Mac1#5	violett	0,319	0,9	0,001	649,8	0,002	384,3	2,5	0,122	2,3	1	1976	1976	14544	736			368
Mac1#6	violett	0,493	0,9	0,001	65,6	0,003	2,8	3,7	0,143	2,3	1	2129	2129	1311	62			31

Die Menge an Helium wird in Nanokubikzentimeter (ncc) bei Standardtemperatur und -druck angegeben. Die Menge der radioaktiven Elemente wird in Nanogramm (ng) angegeben. F_t: Korrekturfaktor für Alpha-Auswurf (nach Farley et al. 1996 und Hourigan et al. 2005). Die Unsicherheiten für Helium und die Gehalte an radioaktiven Elementen werden als 1 Sigma in relativen Fehlerprozenten angegeben. Die Unsicherheiten bei den Konzentrationen der radioaktiven Elemente betragen ca. 10 % (aufgrund der hohen Unsicherheit bei der Schätzung der Kristallmasse). Die Unsicherheit des Einzelkornalters wird mit 2 Sigma in % (oder in Ma) angegeben und umfasst sowohl die analytische Unsicherheit als auch die geschätzte Unsicherheit des F_t. Die Unsicherheit des durchschnittlichen Probenalters ist 2 Standardfehler. TAU: Gesamte Analytische Unsicherheit. Effektive Konzentration von Uran, eU = U [ppm] + Th [ppm] * 0.235 Strahlungsdichte: Alpha / Masse des Kristalls (kann auch als Alpha / Volumen ausgedrückt werden); die Massenberechnung basiert auf der ICP-MS-Bestimmung von Ca oder Zr. Werden diese Matrixelemente nicht gemessen, so wird die Masse des Kristalls anhand der mikroskopischen Volumenschätzung berechnet. σ_n: Standardfehler. Ausgeschlossene Einzelkornmessungen aufgrund zu niedriger Actinidgehalte (grau) und unrealistische Alter (gelb).

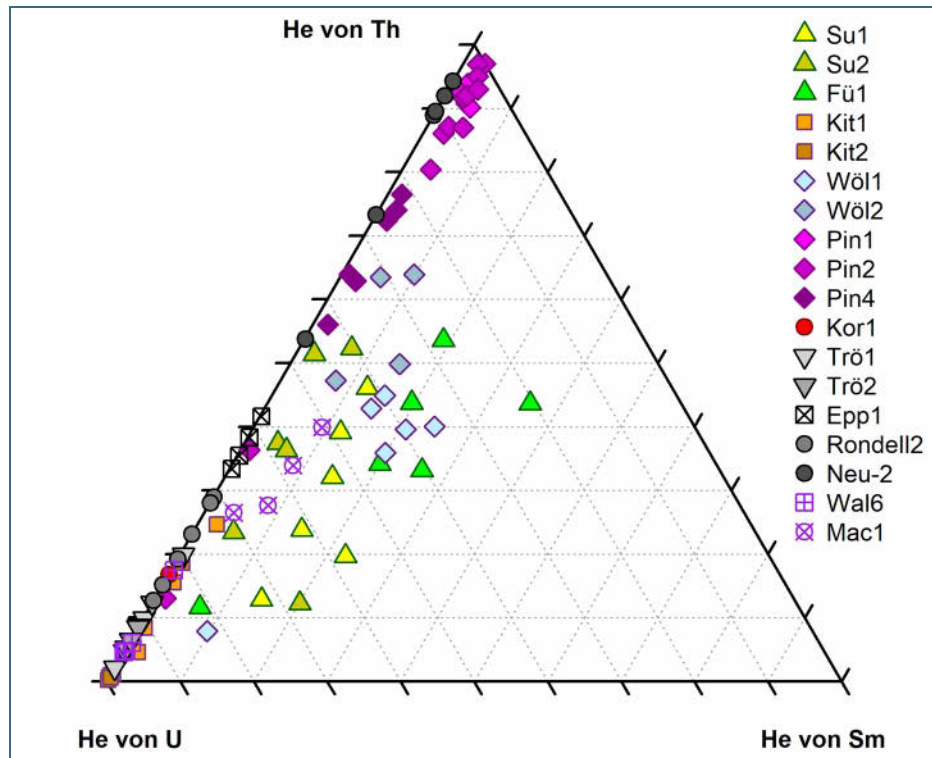


Abb. 10:
Die Beiträge der drei Alpha-emittierenden Elemente zum radiogenen Helium Gesamtgehalt der datierten Fluoritproben.

Im Folgenden werden einige Hinweise zur Interpretation der erhaltenen Altersdaten für jede einzelne Probe gegeben.

Su1 & Su2: Keine der datierten Teilproben lieferte einen akzeptablen Fehler, diese Proben sind extrem arm an radioaktiven Elementen. Wird dennoch der Gesamtdurchschnitt der einzeln nicht verlässlichen Altersangaben berechnet, ergeben sich für die beiden Proben die ungefähren Zahlen von 228 und 147 Ma. Dies sind jedoch keine hochdiagnostischen Altersangaben, sie deuten zumindest auf einige Unterschiede zwischen den Teilproben hin.

Fü1: Die Ergebnisse sind ungewöhnlich alt. Es ist anzunehmen, dass winzige Einschlüsse einen He-Überschuss in dieser Probe verursacht haben.

Kit1 & Kit2: Die Unsicherheiten sind akzeptabel. Diese Proben liefern zuverlässige Durchschnittsalter von 195 ± 19 Ma und 284 ± 25 Ma. Die Unterschiede zwischen den Proben zeigen sich auch im unterschiedlichen durchschnittlichen eU-Gehalt (0,1 vs. 1,2 ppm) und auch in den stark unterschiedlichen La/Lu-Verhältnissen (9 vs. 80; siehe Abb. 8 und Tab. 2). Bemerkenswert ist jedoch der ähnliche Gesamt-SEE-Gehalt der beiden Proben.

Wöl1 & Wöl2: Die Actinoidsignale sind sehr niedrig, weshalb diese Proben keine brauchbaren Altersdaten liefern. Es ist möglich eine grobe Alterseinordnung anzugeben, indem wir die individuell weniger extremen Altersdaten wie im Fall der *Su*-Proben mitteln. Die beiden Proben ergeben die ungefähren Zahlen von 208 und 119 Ma. Der Alterskontrast im Verhältnis zu den eU- und La/Lu-Verhältnissen ist genau umgekehrt wie im Fall der *Kit*-Proben.

Pin1, Pin2 & Pin4: Diese Proben ergeben sehr unterschiedliche durchschnittliche FHe-Alter. Allerdings sind ihre Spurenelementgehalte und SEE-Muster recht ähnlich.

Kor1, Epp1, Mac1: Aufgrund der geringen U- und Th-Gehalte lieferten diese Proben keine brauchbaren Altersdaten.

Trö1 & Trö2: Die Alter der einzelnen Teilproben weisen einen geringen Fehler, aber eine relativ große Streuung auf. Allerdings ist das Vorhandensein von <100 Ma-Altern erkennbar.

Rondell2: Nach dem Verwerfen zweier Messungen ergibt der Rest einen Durchschnittswert von 254 ± 34 Ma.

Neu-2: Die beiden Messungen mit akzeptabler Unsicherheit ergeben ein Alter von <100 Ma.

Wal6: Nach dem Verwerfen zweier Messungen ergeben die übrigen einen Mittelwert von 172 ± 36 Ma.

6 Auswertung der Altersbestimmungen

Nach Möglichkeit wurden Teilproben von gefärbten, violetten und farblosen Fragmenten hergestellt (Tab. 2). Weder ihre SEE-Zusammensetzung noch ihre Actinoidgehalte zeigen eine systematische Beziehung zu den erhaltenen FHe-Altern (Abb. 11). In einigen Proben zeigen die Teilproben eine schwach negative Korrelation zwischen eU und Alter an, jedoch sollten solche Trends mit Vorsicht betrachtet werden, da diese Parameter voneinander abhängig sind.

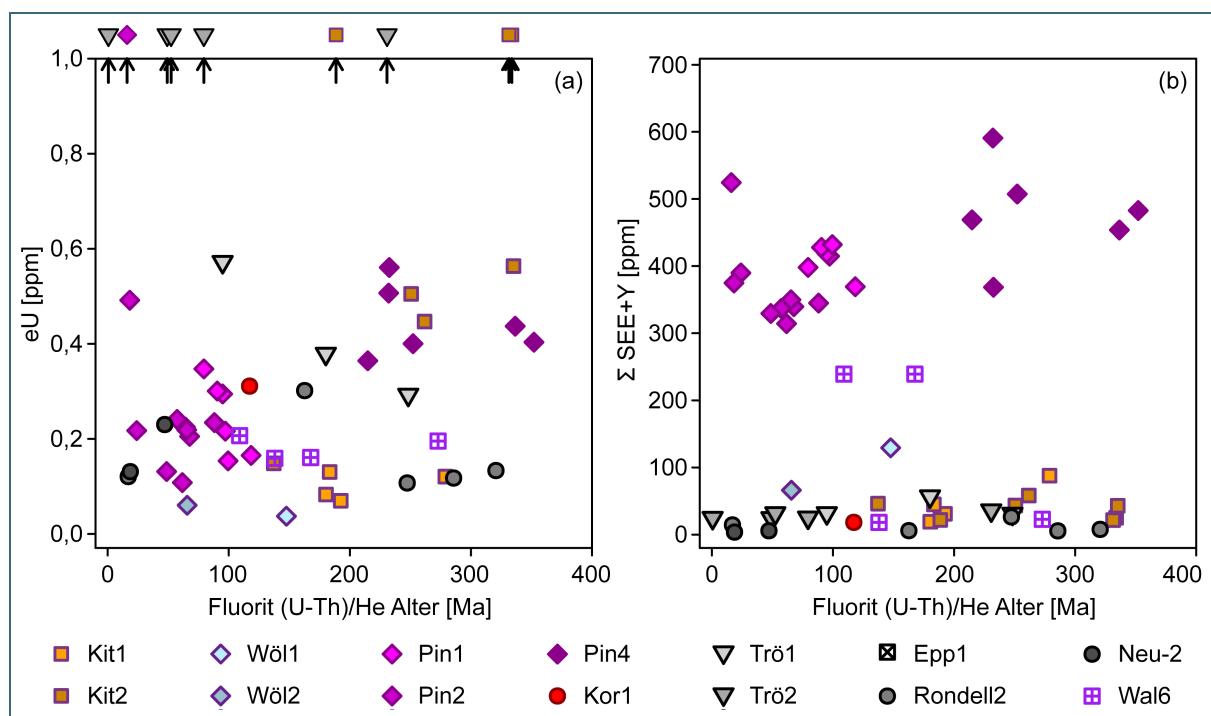


Abb. 11: (a) Beziehung zwischen scheinbarem FHe-Alter und eU-Gehalt und (b) FHe-Alter und der gesamten SEE + Y Konzentration. Die Diagramme zeigen nur Alter mit weniger als 30 % (2σ) relativen Fehler.

Das mittlere Alter der Proben wurde auf die einfachste Weise mit dem ungewichteten arithmetischen Mittelwert berechnet. Andere Berechnungsmethoden können eine Abweichung von einigen Prozent ergeben, aber die Größe dieses Unterschieds ist unerheblich. Die Mittelwerte der Proben weisen eine große Bandbreite zwischen 284 und 66 Ma auf. Die ältesten Durchschnittsalter wurden für die Proben *Kit2*, *Pin4* und *Rondell2* ermittelt (284 ± 25 , 270 ± 24 , 254 ± 34 Ma). Diese Altersangaben liegen in der Nähe des jüngsten, bedeutenden magmatisch-thermischen Ereignisses im westlichen Böhmischem Massiv und stimmen gut überein mit Sm-Nd-Altern an Fluoriten und K-Feldspäten aus dem Wölsendorfer Revier (Dill et al. 2011; Leipziger 1986). Sie können entweder als Bildungsalter betrachtet werden oder diese Proben haben einen geringen He-Verlust erlitten und die Daten liegen in der Nähe des Permokarbon-Ereignisses.

Bemerkenswert ist, dass diese Altersdaten älter sind als das älteste bekannte FHe-Alter aus dem Erzgebirge bei Sadisdorf (~ 234 Ma) von Wolff et al. (2015a).

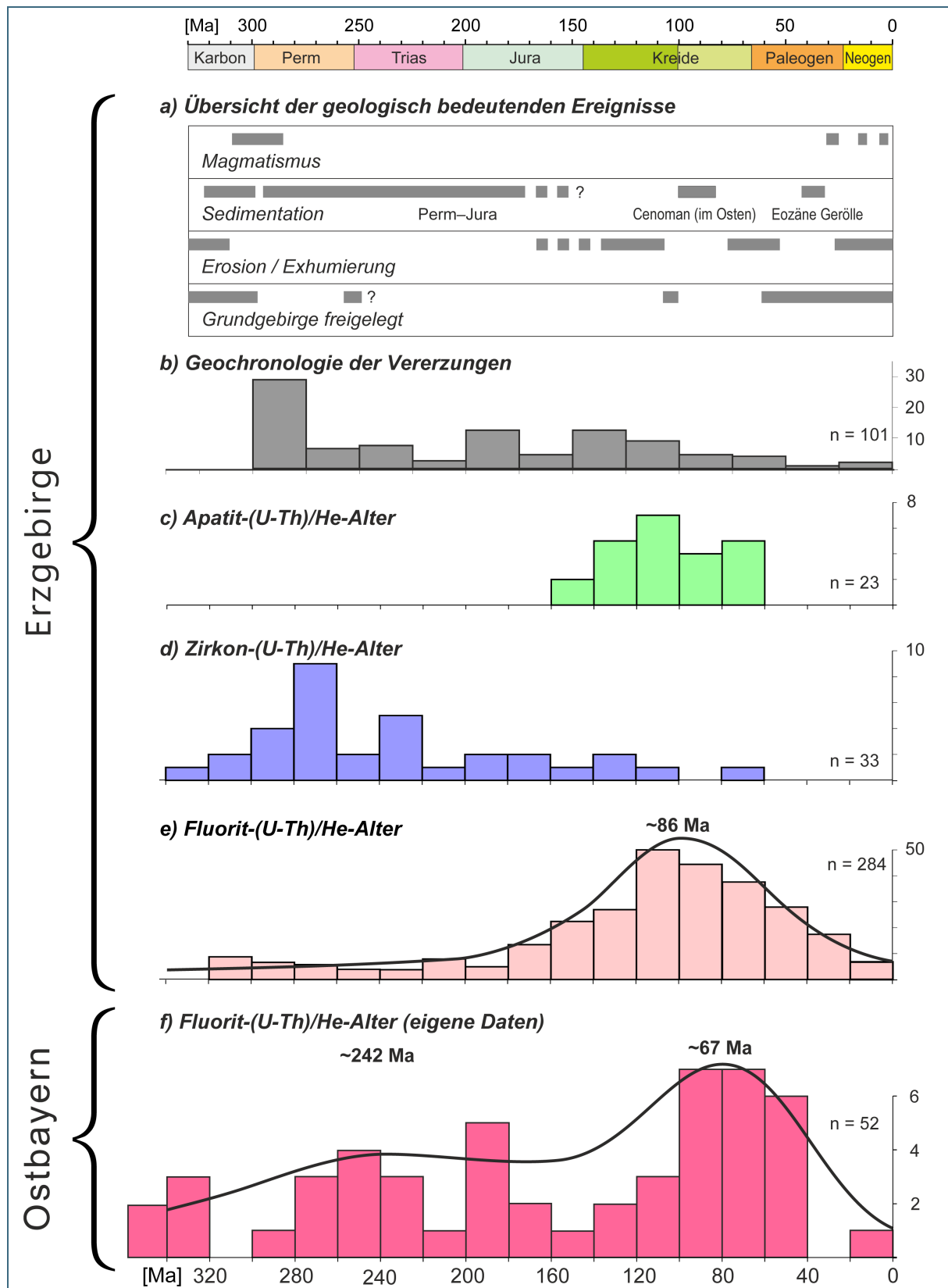


Abb. 12: Zusammenfassung der wichtigsten Ereignisse in der postvariszischen Entwicklung des Erzgebirges (a) ergänzt mit Altersverteilungen (b–e, nach Wolff et al. 2015a, 2015b, siehe die Quellen und Erklärungen darin). Vergleichend dazu die neuen gefilterten Fluorit-(U-Th)/He-Alter (Tab. 3) aus dem ostbayerischen Grundgebirge (f). Die Histogramme (e, f) wurden durch KDE-Kurven und Mittelwerte der Alterskomponenten ergänzt.

Die FHe-Alter der Proben *Kit1* und *Wal6* (195 ± 19 Ma und 172 ± 36 Ma) sind deutlich jünger als die frühere, permische Altersgruppe. Ihr jurassisches Alter kann mit dem lang andauernden mesozoischen (hydro-)thermalen Ereignis in Verbindung gebracht werden, dessen Mineralisierungen und thermische Rücksetzung nicht nur im Böhmischem Massiv, sondern in fast allen europäischen variszischen Grundgebirgsaufschlüssen verfolgt werden kann. Eine Zusammenstellung der geochronologischen Einflüsse der wichtigsten postvariszischen Ereignisse ist in Abb. 12 dargestellt. Diese wurde ursprünglich zwar für das Erzgebirge erstellt (Wolff et al. 2015a, b; Abb. 12a-e), die gleichen Ereignisse wirkten jedoch auch auf das ostbayerische Grundgebirge. In den FHe-Altersverteilungen in Abb. 12e,f wird eine markante thermische Zurücksetzung in der späten Kreide sichtbar. Im Gegensatz zur unimodalen Verteilung der FHe-Alter aus dem Erzgebirge, zeigen die gefilterten Alter aus Ostbayern zwei Altersgruppen, die auf zwei Phasen hydrothermalen Aktivität hindeuten. Die geochemischen Daten erlauben keine Beurteilung, ob es sich bei den jurassischen Altersangaben um (i) Formationsalter oder (ii) um Fluorite handelt, die sich in einem früheren Fluid-Ereignis (Perm?) entstanden sind und dann später thermisch zurückgesetzt wurden. Im Falle von (ii) sollten die FHe-Daten als thermochronologisches Indiz betrachtet werden.

Die Probe *Pin1* ergab ein spätkreidezeitliches FHe-Alter (97 ± 5 Ma). Dieses Alter ist gut unterscheidbar von den Daten aus dem Jura und stimmt mit den Daten überein, die mit verschiedenen Niedrigtemperatur-Thermochronometern in den europäischen Grundgebirgsblöcken (z. B. Apatit Spaltspuren (AFT)-Alter westlich des bayerischen Grundgebirges: von Eynatten et al. 2021; AFT-Alter aus dem Erzgebirge: Wolff et al. 2015b; Apatit (U-Th)/He-Alter aus dem Erzgebirge: Wolff et al. 2015a) ermittelt wurden. Das spätkreidezeitliche Ereignis verursachte intensive Verwerfungen, weitreichende Exhumierungen und löste vermutlich auch Fluidströmungen aus.

Das jüngste, konsistente Alter wurde an den Teilproben der Probe *Pin2* (66 ± 5 Ma) gemessen und erschließt den Zeitraum des Übergangs von der Kreide ins Tertiär. Einige Teilproben (siehe Tab. 3; *Pin2#1,2,5*) ergaben sogar noch jüngere miozäne Alter. Diese Alterssignatur ließ sich durch weitere sieben Einzelkörner jedoch nicht bestätigen (siehe Tab. 3; *Pin2#7–13*), sodass davon auszugehen ist, dass diese scheinbar jungen Alter durch He-Verlust verursacht worden sind. Das spätkretazische Alter unterscheidet sich deutlich von denen der beiden anderen Proben (*Pin1* und *Pin4*) im Bohrprofil. Die Existenz zahlreicher Störungen legt nahe, dass hier deutliche vertikale Versätze zwischen den beprobten Lithologien existieren. Alle *Pin*-Proben haben ähnliche Spurenelement-Zusammensetzungen und SEE-Muster (Abb. 7, Abb. 8, Abb. 9 und Abb. 11). Ein geringer Unterschied ist nur im Th/U Verhältnis erkennbar (Abb. 10). Möglicherweise lässt sich ein Zusammenhang mit einem thermischen Ereignis nahe der Pfahlstörung in der Späten Kreide ziehen.

Verwendete Abkürzungen

pg	Pikogramm
ncc	Nanokubikzentimeter
eU	Effektives Uran; $eU = U \text{ [ppm]} + 0,24 \cdot Th \text{ [ppm]}$
SEE	Seltenerdelement(e)
FHe	Fluorit (U-Th)/He
AFT	Apatit Fission-Track (Spaltspuren)
LSEE & HSEE	leichte und schwere Seltenerdelemente

$Eu/Eu^* = Eu / (\sqrt{Sm * Gd})$, wobei Eu, Sm und Gd die Chondrit-normierten Werte sind
 $Ce/Ce^* = Ce / (\sqrt{Sm * Gd})$, wobei Ce, Sm und Gd die Chondrit-normierten Werte sind

Literaturverzeichnis

- Cherniak, D. J.; Zhang, X. Y.; Wayne, N. K. & Watson, E. B. (2001): Sr, Y, and REE diffusion in fluorite. – *Chemical Geology*, 181 (1-4): 99–111.
- Dill, H. G.; Hansen, B. T. & Weber, B. (2011): REE contents, REE minerals and Sm/Nd isotopes of granite- and unconformity-related fluorite mineralization at the western edge of the Bohemian Massif: With special reference to the Nabburg-Wölsendorf District, SE Germany. – *Ore Geology Reviews*, 40 (1): 132–148.
- von Eynatten, H.; Kley, J.; Dunkl, I.; Hoffmann, V.-E. & Simon, A. (2021): Late Cretaceous to Paleogene exhumation in central Europe – localized inversion vs. large-scale domal uplift. – *Solid Earth*, 12 (4): 935–958.
- Farley, K. A.; Wolf, R. A. & Silver, L. T. (1996): The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (21): 4223–4229.
- Hourigan, J. K.; Reiners, P. W. & Brandon, M. T. (2005): U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69 (13): 3349–3365.
- Leipziger, K. (1986): Untersuchungen zur Raumschaffung der Mineralisationen im Wölsendorfer Flußspatrevier. – Dissertation: 183 S., Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Mainz.
- Möller, P.; Parekh, P. P. & Schneider, H.-J. (1976): The application of Tb/Ca-Tb/La Abundance Ratios to Problems of Fluorspar Genesis. – *Mineralium Deposita*, 11 (1): 111–116.
- Patterson, A. L. (1934): A Fourier Series Method for the Determination of the Components of Interatomic Distances in Crystals. – *Physical Review*, 46 (5): 372–376.
- Sallet, R.; Moritz, R. & Fontignie, D. (2005): The use of vein fluorite as probe for paleofluid REE and Sr–Nd isotope geochemistry: The Santa Catarina Fluorite District, Southern Brazil. – *Chemical Geology*, 223 (4): 227–248.
- Schwinn, G. & Markl, G. (2005): REE systematics in hydrothermal fluorite. – *Chemical Geology*, 216 (3-4): 225–248.
- Siebel, W.; Hann, H. P.; Danišik, M.; Shang, C. K.; Berthold, C.; Rohrmüller, J.; Wemmer, K. & Evans, N. J. (2010): Age constraints on faulting and fault reactivation: a multi-chronological approach. – *International Journal of Earth Sciences*, 99 (6): 1187–1197.
- Wolff, R.; Dunkl, I.; Kempe, U. & von Eynatten, H. (2015a): The Age of the Latest Thermal Overprint of Tin and Polymetallic Deposits in the Erzgebirge, Germany: Constraints from Fluorite (U-Th-Sm)/He Thermochronology. – *Economic Geology*, 110 (8): 2025–2040.
- Wolff, R.; Dunkl, I.; Lange, J.-M.; Tonk, C.; Voigt, T. & von Eynatten, H. (2015b): Superposition of burial and hydrothermal events: post-Variscan thermal evolution of the Erzgebirge, Germany. – *Terra Nova*, 27 (4): 292–299.

Bildrechte

LfU: Abb. 1, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5, Abb. 6, Abb. 7, Abb. 8, Abb. 9, Abb. 10, Abb. 11

István Dunkl, Georg-August-Universität Göttingen: Abb. 12

Lineamentanalyse im bayerischen Grundgebirge

Torsten Hahn

1	Einführung	113
2	Methodik	114
3	Ergebnisse und Auswertung	117
4	Zusammenfassung	123

1 Einführung

Lineamente bezeichnen geradlinig oder leicht gekrümmt verlaufende Elemente und Strukturen der Erdoberfläche, die sich von ihrer Umgebung abgrenzen lassen und die vermutlich auf geologische Prozesse und Gegebenheiten im Untergrund hinweisen (O'Leary et al. 1976). Ein solcher Prozess im Untergrund kann beispielsweise der lineare Versatz zweier Gesteinsblöcke entlang einer Störung sein. Mittels einer Lineamentanalyse ist es möglich derartige Strukturen geologischen Ursprungs zu identifizieren.

Großräumige bekannte Störungszonen im bayerischen Grundgebirge, wie die Donau-Störung, die Fränkische Linie oder der Bayerische Pfahl, zeichnen sich topographisch stark von ihrer Umgebung ab und prägen wesentlich das regionale Landschaftsbild in Form linearer Strukturen. Zudem ist davon auszugehen, dass viele weitere, aber weniger prägnante Störungen das bayerische Grundgebirge durchziehen, ohne dass diese bisher flächendeckend erfasst wurden. Bisherige Lineamentanalysen beruhten auf weniger hoch aufgelösten Geländemodellen (Bischoff 1993; Zeitlhöfler et al. 2015) und/oder umfassten nur Teile des bayerischen Grundgebirges (Eberts et al. 2021). Die Studie von Eberts et al. (2021) ist das Ergebnis einer detaillierten Lineamentanalyse auf Basis eines hochauflösten digitalen Geländemodells, die in den Jahren 2017 bis 2019 durch das GeoZentrum Nordbayern (GZN) der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg im Rahmen eines vom Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) finanzierten Projektes durchgeführt wurde (de Wall & Stollhofen 2019). Im Rahmen des Projekts wurden in lokal begrenzten Testgebieten des bayerischen Grundgebirges und des angrenzenden Deckgebirges das Potenzial struktureller Analysen und unterschiedlicher Methoden in der Erfassung des Strukturinventars erprobt. Die Bearbeitung der Testgebiete zeigte unter anderem, dass die manuelle Erfassung der Lineamente in einem Geoinformationssystem (GIS), trotz des potenziellen Nachteils der Subjektivität der individuellen Bearbeitung, bessere Ergebnisse hinsichtlich der präzisen Lokalisierung von Strukturelementen erbracht hat, als automatisierte Software-generierte Verfahren (Eberts 2022; de Wall & Stollhofen 2017).

Aus den bei einer Lineamentanalyse typischerweise unterschiedenen Geometrietypen (Tal- oder Rückenform, Neigungsänderung) können Hinweise auf mögliche geologische Ursachen im Untergrund abgeleitet werden (Eberts 2022; Fürst et al. 1978; de Wall & Stollhofen 2017).

Für die meisten erfassten Lineamente ist davon auszugehen, dass sie durch ein Zusammenwirken von geologischen Untergrundfaktoren und überprägenden exogenen Faktoren (Verwitterung, Erosion, Solifluktion) gebildet wurden. Darauf weist die komplexe spät- bis postmesozoische Landschaftsentwicklung im Bereich des bayerischen Grundgebirges mit mehrphasigen tektonischen Prägungen (Kürschner & Schwenk 2024) und veränderlichen Klimabedingungen hin. Nachdem es im

Mesozoikum zur Ausformung einer weitgehend ebenen Landoberfläche gekommen war, führten tektonische Bewegungen in Verbindung mit der spätkretazischen Inversionstektonik zur Heraushebung des Grundgebirges entlang der bedeutenden NW-SE streichenden Störungen Fränkische Linie, Bayerischer Pfahl und Donau-Störung (Peterek et al. 1994; Scheck-Wenderoth et al. 2008; Schröder 1987; Siebel et al. 2010; Vamvaka et al. 2014). Im Verlauf des Tertiärs wird davon ausgegangen, dass unter tropisch humiden Klimabedingungen das durch die Inversionstektonik entstandene Relief bis zum Miozän weitgehend wieder eingeebnet wurde (Louis 1984). Eine ab dem mittleren Miozän erneut stärker einsetzende Hebung (Louis 1984; Wetzlinger et al. 2023) in Verbindung mit nachlassender Verwitterungsintensität durch die Abkühlung des Klimas ab dem späten Miozän (Woldstedt 1954) führte zur erneuten Zergliederung der Rumpffläche in tektonische Blöcke und zur verschieden starken Heraushebung und/oder Verkippung der Teilblöcke und damit zur abwechslungsreichen heutigen Mittelgebirgsmorphologie. Zusätzlich führten intensive Solifluktionsprozesse im Pleistozän zu einer weiteren Umgestaltung der Morphologie.

Infolge dieser komplexen und mehrphasigen Landschaftsgeschichte ist für viele Störungen im bayerischen Grundgebirge zu erwarten, dass sie vor allem infolge ihrer erhöhten Verwitterungsanfälligkeit und/oder einer unterschiedlichen Verwitterungsanfälligkeit der störungsbegleitenden Gesteine lineamentbildend in Erscheinung treten. Bei Lineamenten, die durch Störungen verursacht werden, an denen die Störungsaktivität größer ist als die Überprägungsgeschwindigkeit durch exogene Prozesse ist zu erwarten, dass sich die primäre störungsgebundene Prägung der Morphologie noch erhalten konnte (Eberts 2022).

Ziel dieser Studie ist es, anhand des hochaufgelösten Digitalen Geländemodells (DGM1, Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de) Lineamente im Bereich des gesamten bayerischen Grundgebirges zu identifizieren, um Hinweise auf die Existenz bisher unbekannter oder nicht nachgewiesener Störungen zu gewinnen. Damit legt diese Lineamentanalyse erstmalig einen Datensatz vor, der das gesamte bayerische Grundgebirge umfasst und dabei zugleich auf einer hoch aufgelösten Oberflächenmorphologie beruht. Die Lineamente werden anschließend in den Kontext der geologisch-tektonischen Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des bayerischen Grundgebirges bis hin zu neotektonischen Prozessen gesetzt und sollen zu einem späteren Zeitpunkt als Basis dienen, um den bisher sehr heterogen erfassten Störungsdatensatz der digitalen Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25, LfU 2024) zu vervollständigen und zu homogenisieren.

2 Methodik

Basierend auf den Ergebnissen der Untersuchungen von de Wall & Stollhofen (2019) und Eberts (2022) erfolgte die Erfassung der Lineamente im Rahmen dieser Studie in einem manuellen Verfahren für den gesamten Bereich des an der Oberfläche anstehenden Grundgebirges in Ostbayern und im Vorspessart (Abb. 1). Die kartierten Lineamente beinhalten auch Lineamente, die in einem über die Grenzen des Grundgebirges hinaus reichenden Pufferbereich von 100 m liegen, um auch das Grundgebirge begrenzende Lineamente korrekt erfassen zu können.

Grundlage der Lineamentanalyse ist ein Digitales Geländemodell (DGM) mit einer Auflösung von 1 m und einer Vertikalgenauigkeit von besser 0,2 m, das auf LiDAR-Daten beruht. Erfasst wurden lineare bis leicht gebogene morphologische Strukturen, die eindeutig nicht vom Menschen verursacht wurden. Es wurden somit nur geologische und geomorphologische Lineamente im Sinne von Ahmadi & Pekkan (2021) beziehungsweise Mischformen aus beiden kartiert. Die Erfassung der Lineamente erfolgte in der Software ArcGIS Pro (ESRI). Verwendet wurden dabei verschiedene Ableitungen des DGM, wie multidirektionale Schummerung, Hangneigung, Hangausrichtung, Krümmung sowie transparent überlagerte Kombinationen aus diesen. Dabei stellte die Kombination aus multidirektionaler Schummerung

und Hangneigung eine gute Konfiguration des DGM dar, die sowohl das Potential einer verfälschten Lineamentenerfassung auf Grund gerichteter Illumination ausschließt, als auch eine kontrastreichere Wiedergabe der Strukturen ermöglicht. Zur systematischen Erfassung von Lineamenten unterschiedlicher regionaler Bedeutung erfolgte die Identifikation und Erfassung der Lineamente unter der Berücksichtigung verschiedener Maßstabsbereiche. Zur Identifikation großräumiger Strukturen, die sich zum Teil auf mehr als 20 km Länge erstrecken, wurden Maßstabsbereiche größer 1:150 000 verwendet. Anschließend erfolgte die Erfassung im Maßstab von 1:50 000, um auch kürzere Strukturen zu erkennen und eine bessere Präzisierung aller Strukturen zu erreichen.

Zur Kategorisierung der kartierten Lineamente nach deren regionaler Bedeutung, Geometriotyp und der Deutlichkeit ihrer Ausprägung wurden den Vektordaten drei Attributklassen hinzugefügt. Die dort erfassten Eigenschaften sind in Tab. 1 dargestellt.

Zur Charakterisierung der regionalen Bedeutung wurden alle Lineamente basierend vor allem auf der Lineamentlänge in drei Ordnungen eingeteilt. Dazu wurde die Häufigkeitsverteilung der Länge der erfassten Lineamente in einem Histogramm aufgetragen. Für die Unterteilung wurden abrupte Steigungsänderungen im Histogramm verwendet, sowie die in ArcGIS Pro (ESRI) implementierte Klassifizierungsmethode "Natural Breaks". Danach wurden die Lineamente ≥ 10 km als regional bedeutend (1. Ordnung) und ≥ 4 km als regional mäßig bedeutend (2. Ordnung) klassifiziert, alle kürzeren Lineamente wurden als regional unbedeutend (3. Ordnung) bewertet. In diese Klassifizierung fließt zusätzlich eine visuelle Abschätzung der morphologischen Ausprägtheit und Dominanz (d. h. Abstand zum nächsten Lineament ähnlicher Länge) ein. Wenn aneinandergereihte kurze Lineamente eindeutig eine größere segmentierte Struktur abbilden (z. B. der Bayerische Pfahl), wurden diese ebenfalls als regional bedeutend eingeordnet.

Tab. 1: Übersicht der erfassten Lineamentattribute.

Wert	1	2	3	4
Regionale Bedeutung	regional bedeutend (1. Ordnung)	regional mäßig bedeutend (2. Ordnung)	regional unbedeutend (3. Ordnung)	
Geometriotyp	Talform	Rückenform	Kombination Tal- und Rückenform	abrupte Neigungsänderung
Deutlichkeit	gut ausgeprägt, wenig fehlerbehaftet	mäßig ausgeprägt, mäßig fehlerbehaftet	schlecht ausgeprägt, stark fehlerbehaftet	

Um Hinweise auf mögliche geologische Ursachen im Untergrund zu identifizieren, wurde den kartierten Lineamenten ein Geometriotyp zugeordnet (Tab. 1).

Eine Kategorisierung der Lineamente nach der Deutlichkeit ihrer Ausprägung wurde durchgeführt, um die Fehlerbehaftung der erfassten Lineamente abschätzen zu können. Schlecht ausgeprägte Lineamente wurden bei der Richtungsanalyse nicht berücksichtigt.

Für die Richtungsanalysen wurde in ArcGIS Pro (ESRI) die Orientierung aller erfassten Lineamente ermittelt. Die Richtungsanalyse erfolgte anschließend mit Hilfe der strukturgeologischen Software Orient (Vollmer 2015). Die erzeugten Rosendiagramme zeigen die Häufigkeitsverteilung der Lineamente. Die Radien der einzelnen Segmente richten sich nach der Häufigkeit der einzelnen Klassen, sodass die einzelnen Richtungssegmente in längentreuer Form abgebildet wurden (äquidistantes Rosendiagramm). Eine Wichtung nach der Länge (regionaler Bedeutung) wurde nicht vorgenommen.

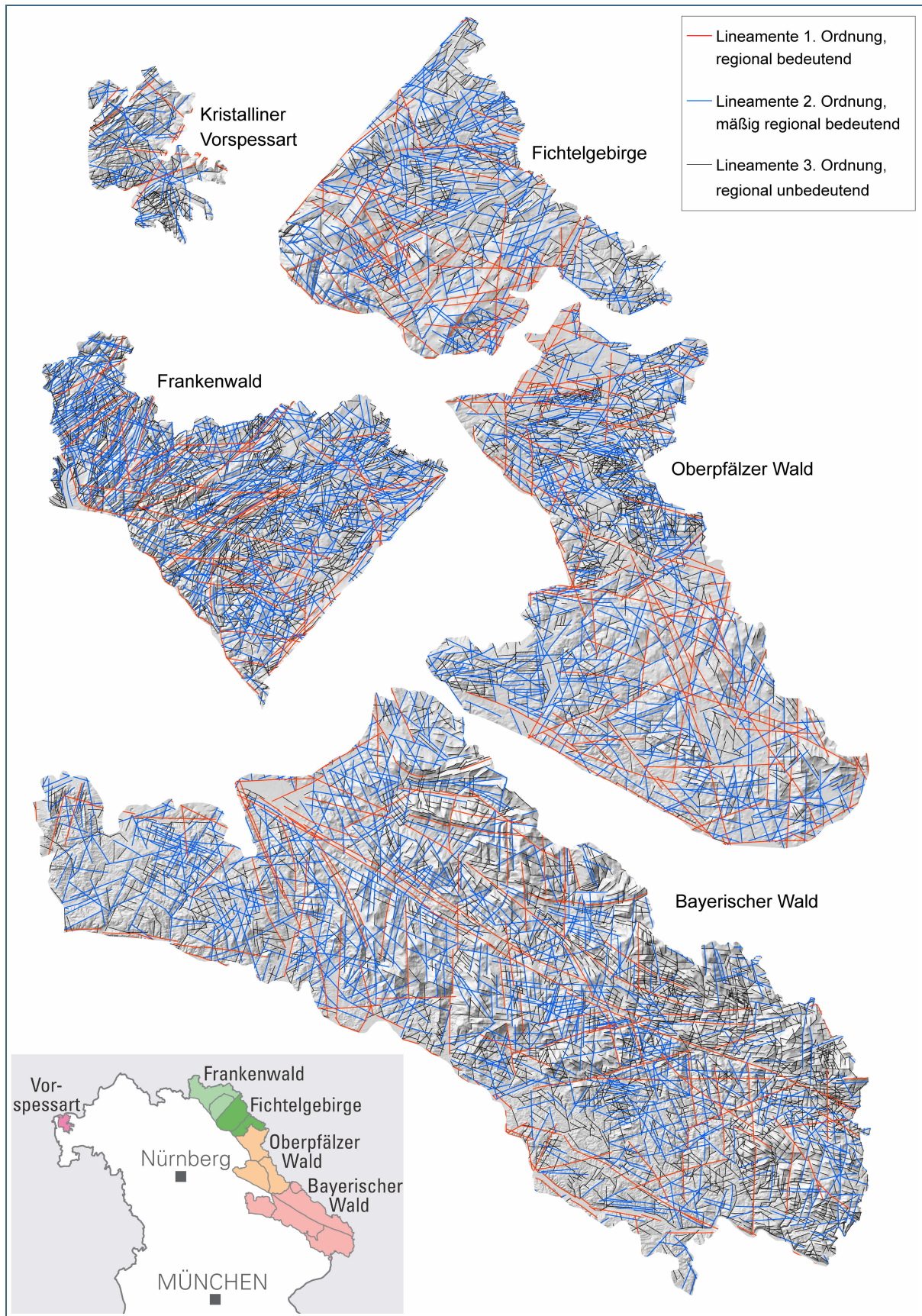


Abb. 1: Lineamentverbreitung im bayerischen Grundgebirge, aufgeteilt nach Regionen, Hintergrundkarte Schummerung nach dem DGM1 (Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de)

Für eine bessere Übersichtlichkeit der Darstellung und als Grundlage für getrennte Auswertungen bei der Richtungsanalyse wurde das Grundgebirge in fünf Regionen aufgeteilt (Abb. 1). Dazu gehören der Kristalline Vorspessart, der Frankenwald inklusive Münchberger Gneismasse, das Fichtelgebirge inklusive südliches Fichtelgebirge, der Oberpfälzer Wald – mit seinen Teilregionen Nördlicher Oberpfälzer Wald, Hinterer Oberpfälzer Wald und Naabgebirge, sowie der Bayerische Wald – mit seinen Teilregionen Regensburger Wald, Vorderer Bayerischer Wald, Passauer Wald, Hinterer Bayerischer Wald und Hoher Bogen. Stärker regional differenzierte Richtungsanalysen der Lineamente und ein Vergleich mit den Ergebnissen der bisher durchgeführten Störungsuntersuchung in den Regionen Bayerischer Wald und Fichtelgebirge finden sich bei Eberlei (2024), Kürschner (2024), Methner & Wauschkuhn (2024) und Schwenk (2024).

Bei der Richtungsanalyse wurde als Erstes ein Vergleich zwischen allen Lineamenten in den Regionen vorgenommen, um mögliche regionale Unterschiede zu beleuchten.

Für die Regionen Bayerischer Wald und Oberpfälzer Wald liegen im Maßstab 1:150 000 (GK150) publizierte geologische Karten vor (Galadí-Enríquez et al. 2009; Teipel et al. 2008). Zur Abschätzung der Wahrscheinlichkeit einer Beziehung zwischen den neu erfassten Lineamenten zu Störungen wurde für die Störungen, die in diesen beiden Kartenwerken erfasst wurden, ebenfalls eine Richtungsanalyse durchgeführt und deren Ergebnisse mit der Richtungsanalyse der Lineamente verglichen.

Zur Überprüfung der Frage, ob die regionale Bedeutung eines Lineamentes Einfluss auf die Richtungsanalyse hat, wurden anschließend für die einzelnen Regionen jeweils Richtungsanalysen getrennt nach der regionalen Lineamentbedeutung durchgeführt und deren Ergebnisse miteinander verglichen (Abb. 2).

Auf Basis der Erkenntnis, dass im bayerischen Grundgebirge die meisten Störungen als Blattverschiebungen ausgebildet sind (Eberlei 2024; Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024; Schwenk 2024), wird für die Richtungsmaxima der Lineamentanalyse diskutiert, inwiefern eine Korrelation zu konjugierten Blattverschiebungssets plausibel erscheint und ob diese sich sinnvoll mit bekannten (Paläo-)Spannungsfeldern (Kürschner & Schwenk 2024) korrelieren lassen.

3 Ergebnisse und Auswertung

Insgesamt wurden im Bereich des bayerischen Grundgebirges 7.601 Lineamente erfasst. Abb. 1 zeigt die flächige Verbreitung der Lineamente, differenziert nach ihrer regionalen Bedeutung.

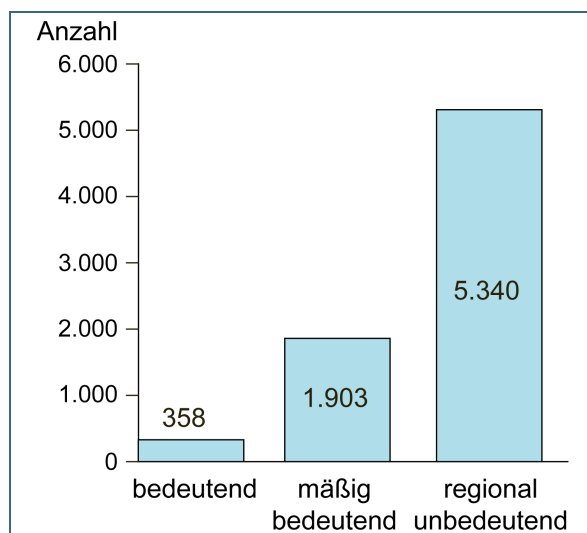


Abb. 2:
Histogrammverteilung
der regionalen Linea-
mentbedeutung

Die Verteilung der Lineamente entsprechend ihrer regionalen Bedeutung, welche vornehmlich auf der Lineamentlänge basiert, ist in Abb. 2 dargestellt. Von den erfassten Lineamenten wurden etwa 5 Prozent als regional bedeutend, 25 Prozent als mäßig regional bedeutend und 70 Prozent als regional unbedeutend bewertet.

Eine Übersicht über die Häufigkeit der Lineamente getrennt nach ihrer Zuordnung zu einem der vier definierten Lineamenttypen (Tab. 1) ist in Abb. 3 zu sehen.

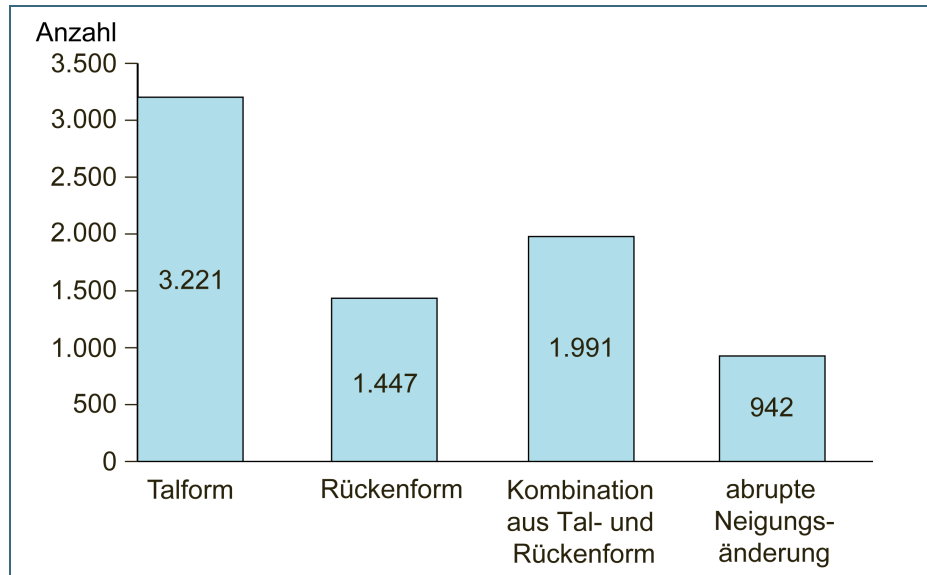


Abb. 3:
Histogrammverteilung
der Lineamenttypen

Der Kategorie „Talform“ wurden 42 Prozent der erfassten Lineamente zugeordnet. Linear angeordnete Talformen können sich vor allem über linienförmig vorkommenden, verwitterungsanfälligeren Gesteinen im Untergrund bilden (Eberts 2022). Im Bereich des Grundgebirges kommen dafür neben Störungen mit mehr oder weniger ausgeprägten Zersatzzonen auch Kluftezonen oder steil bis mittelsteil stehende, verwitterungsanfälligeren Gesteinseinheiten in Frage, die vor allem in den gefalteten Schiefergebirgsarealen des Frankenwaldes und Fichtelgebirges verbreitet vorkommen.

„Rückenformen“ machen 19 Prozent der erfassten Lineamente aus. Rücken können sich einerseits über anstehenden, schwer erodierbaren Gesteinseinheiten bilden und/oder andererseits als reliktsche Strukturen, die im Gegensatz zu ihrer unmittelbaren Umgebung von keiner Störung beeinflusst wurden. Daneben können auch (mit Quarz) mineralisierte Störungszonen, wie beispielsweise die Pfahlzone, lineare Rückenstrukturen bilden (Eberts 2022).

„Abrupte Neigungsänderungen“ in Hanglagen wurden mit zwölf Prozent des Gesamtdatensatzes am seltensten detektiert. Sie lassen sich auf ein lineares Aneinandergrenzen unterschiedlich erosionsresistenter Gesteinseinheiten im Untergrund zurückführen. Dieses Nebeneinander kann durch Störungen, aber auch durch ungestörte lithologische Wechsel innerhalb verkippter Gesteinseinheiten verursacht worden sein (Eberts 2022).

Ein Teil der Lineamente kann durch aktive Störungen verursacht sein, die dazu beigetragen haben, die miozäne Rumpffläche (Louis 1984) zur heutigen abwechslungsreichen Morphologie umzugestalten. In diesen Fällen sind die tektonisch verursachten Veränderungen der Morphologie noch nicht völlig durch exogene Prozesse überprägt worden, so dass anhand morphologischer Merkmale Rückschlüsse auf die Störungskinematik gezogen werden können (Fürst et al. 1978). So können Tal- und Rückenformen sowie Kombinationen aus beiden auf Blattverschiebungen hinweisen (Eberts 2022; de Wall & Stollhofen 2019). Oberflächliche Neigungsänderungen, die von auf- und/oder abschiebenden Störungen

hervorgerufen werden (engl. „fault scarp“, sogenannte Abrisskanten) können sich in diesen Fällen morphologisch ebenfalls noch als Lineamente erhalten haben (Eberts 2022; Stewart & Hancock 1990).

Um die Zuverlässigkeit, mit der die Lineamente erfasst wurden, bewerten zu können, wurde die Deutlichkeit der Ausprägung für jedes Lineament abgeschätzt. Eine Häufigkeitsverteilung der Lineamentausprägung ist in Abb. 4 zu sehen. Die Zahl der schlecht ausgeprägten Lineamente ist mit 67 Lineamenten sehr klein. Diese wurden bei der Richtungsauswertung nicht berücksichtigt.

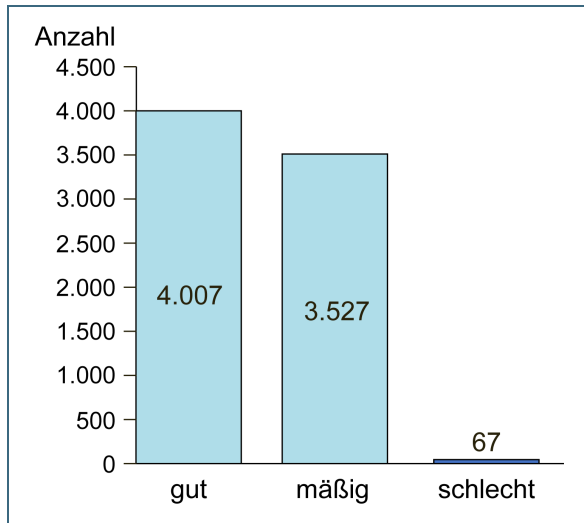


Abb. 4:
Histogrammverteilung
der Lineamentausprägung

Eine Übersicht der Richtungsauswertung der Lineamentanalyse im Vergleich mit einer Richtungsauswertung der bekannten Störungen aus den GK150 Oberpfälzer Wald und Bayerischer Wald (Galadí-Enríquez et al. 2009; Teipel et al. 2008) zeigt Abb. 5. Da bei der Richtungsauswertung der Lineamente und Störungen auf eine Wichtung nach der Länge (regionale Bedeutung) der Störungen und Lineamente verzichtet wurde, wird die Ausprägung der Richtungsmaxima in Abb. 5 stark von der Orientierung der kürzeren Lineamente und Störungen beeinflusst, da diese am häufigsten erfasst bzw. kartiert wurden. Auf eine gewichtete Richtungsauswertung wurde verzichtet, da eine separate Richtungsauswertung nach der Länge (regionaler Bedeutung) der Lineamente durchgeführt wurde (Abb. 6) und die Ergebnisse dieser darauf hinweisen, dass die Orientierung der Maxima in Abb. 5 durch eine Wichtung nicht wesentlich verändert werden würde. Ein Vergleich mit den Ergebnissen einer gewichteten Richtungsauswertung von Lineamenten aus der Region des Bayerischen Waldes in Eberts et al. (2021) zeigt für diese Region ebenfalls keine signifikanten Unterschiede in der Orientierung der Richtungsmaxima zwischen gewichteter und ungewichteter Form der Analyse.

Beim Vergleich der Richtungsrosen fällt auf, dass die Orientierung der Lineamente aus den Regionen Bayerischer Wald und Oberpfälzer Wald eine ähnliche Orientierung der Richtungsmaxima aufweisen. Unterschiede zwischen beiden Regionen gehen im Wesentlichen nur auf die Intensitäten der Maxima zurück. So sind die Intensitäten der ENE-WSW und NNE-SSW orientierten Maxima im Bereich des Oberpfälzer Waldes stärker ausgeprägt als im Bereich des Bayerischen Waldes.

Anhand ihrer Richtungsrosen deutlich von diesen beiden Regionen unterscheidbar sind dagegen das Fichtelgebirge und der Frankenwald, die ihrerseits wiederum untereinander viele Übereinstimmungen in der Lage der Richtungsmaxima aufweisen. Die Richtungsrose des Kristallinen Vorspessarts zeigt in der Orientierung der Maxima die größte Ähnlichkeit zur Richtungsrose des Fichtelgebirges. Da struktureologische Neuaufnahmen im Rahmen des aktuellen Projektes im Kristallinen Vorspessart noch ausstehen, wird hier auf eine Betrachtung zu möglichen tektonischen Ursachen der Richtungsmaxima verzichtet.

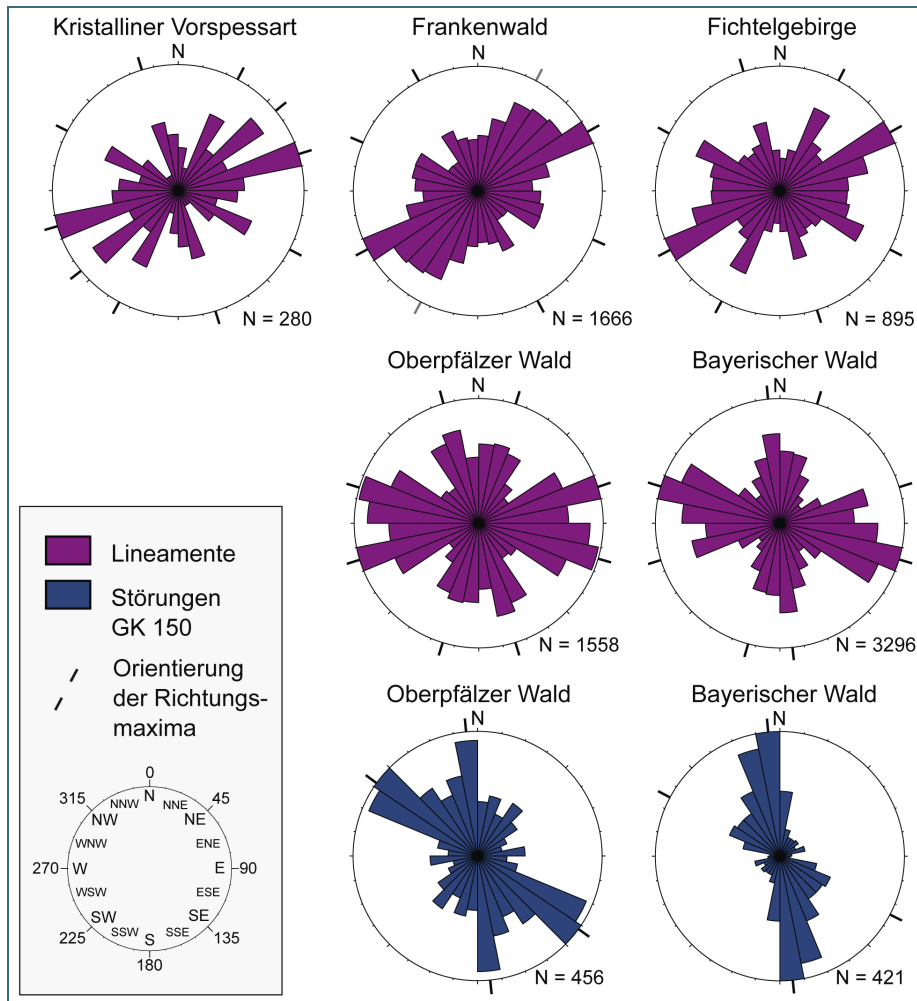


Abb. 5: Überblick über die Orientierung von Lineamenten aus den bayerischen Grundgebirgsregionen in Form von Rosendiagrammen und Gegenüberstellung zur Streichrichtung von Störungen der GK150 Oberpfälzer Wald und Bayerischer Wald (Galadí-Enríquez et al. 2009; Teipel et al. 2008)

Die Richtungsrosen der Störungen beider Regionen zeigen jeweils zwei Hauptmaxima. Diese sind in NNW-SSE-Richtung und in NW-SE- bis WNW-ESE-Richtung orientiert, wobei das WNW-ESE orientierte Maximum im Bayerischen Wald sehr schwach ausgeprägt ist. Dies ist im Wesentlichen darauf zurückzuführen, dass auf der geologischen Karte die bedeutende NW-SE verlaufende Pfahl-Störungszone größtenteils nicht in Form von Störungslinien, sondern flächig als Kataklyse- oder Mylonitzone erfasst wurde. Beide Störungsmaxima zeigen große Ähnlichkeit zu den NNW-SSE und WNW-ESE orientierten Hauptmaxima der Lineamentanalyse. Diese Beobachtung lässt die Erwartung zu, dass über die durchgeführte Lineamentanalyse Störungen identifizierbar sind.

Die in der Lineamentanalyse ebenfalls beobachteten, schwächer ausgeprägten Maxima in ENE-WSW- und NNE-SSW-Richtung sind in der Richtungsanalyse der Störungen nicht oder nur sehr undeutlich zu erkennen. Dies kann entweder darauf zurückgeführt werden, dass durch die Lineamentanalyse in diesen Fällen vor allem nicht störungsgebundene Elemente erfasst worden sind. Andererseits könnten auch in diesen Richtungen streichende Störungen nicht so bedeutsam und auffällig sein, dass sie Eingang in die geologischen Karten im Maßstab 1:150 000 fanden.

Zur Abschätzung des Einflusses der Lineamentbedeutung auf die Orientierung der Richtungsmaxima wurde eine getrennte Richtungsanalyse nach der regionalen Lineamentbedeutung durchgeführt (Abb. 6).

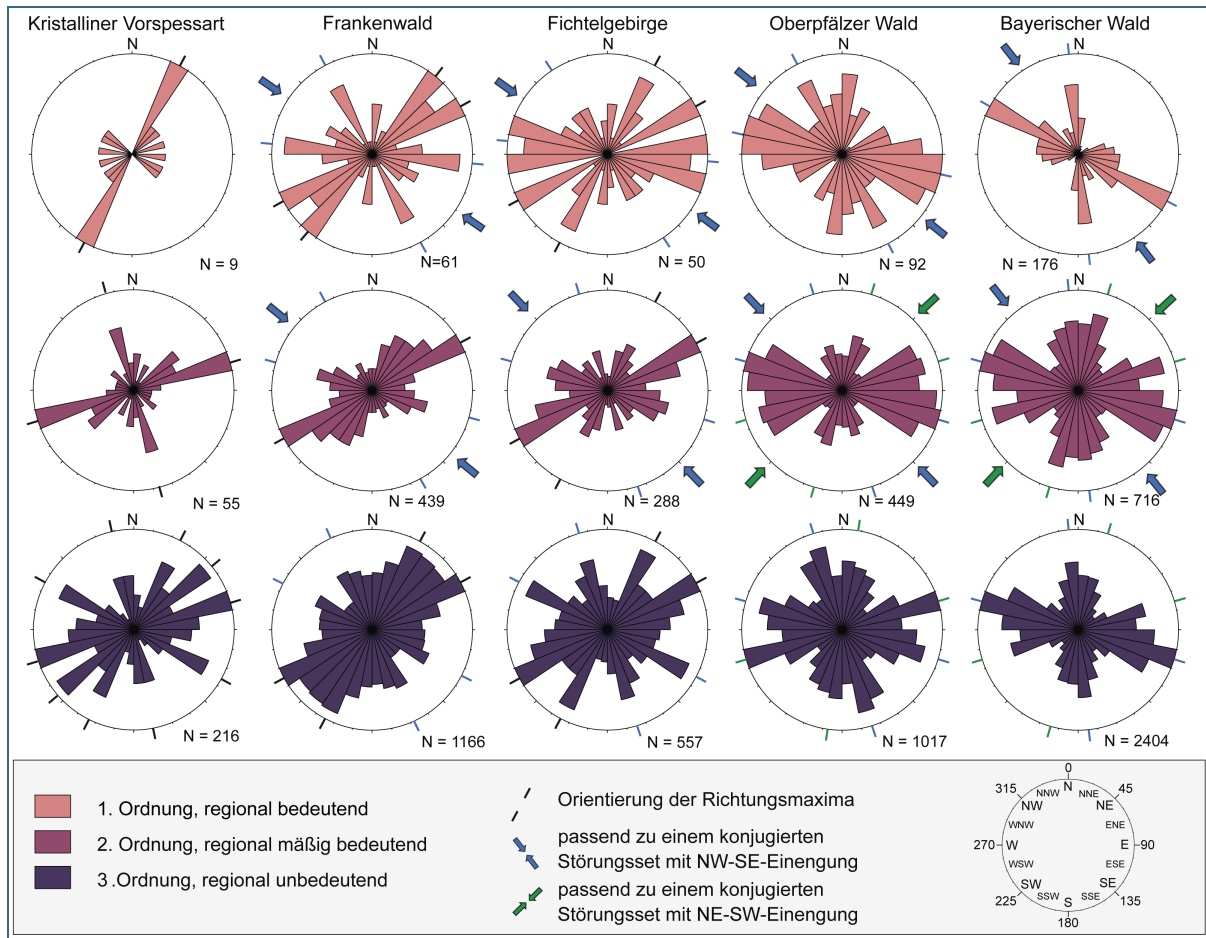


Abb. 6: Überblick über die Orientierung von Lineamenten aus den bayerischen Grundgebirgsregionen in Form von Rosendiagrammen, getrennt nach ihrer regionalen Bedeutung und mögliche Korrelation zu konjugierten Störungssets mit Lage der zugehörigen maximalen Hauptspannungsachsen

Beim Vergleich der Richtungsrosen von Bayerischem und Oberpfälzer Wald zeigen beide Regionen untereinander über alle Bedeutungskategorien hinweg sehr ähnlich orientierte Richtungsmaxima. Bei den regional bedeutenden Lineamenten der ersten Ordnung ist in beiden Regionen ein Richtungsmaximum in WNW-ESE- und ein zweites in NNW-SSE-Orientierung ausgebildet (jeweils blau markiert), wobei das WNW-ESE orientierte Maximum jeweils etwas stärker ausgeprägt ist. Die beiden Maxima zeigen eine gute Übereinstimmung zu den Maxima der Richtungsanalyse der Störungen der GK150. Dies deutet daraufhin, dass für in entsprechende Richtungen verlaufende Lineamente eine tektonische Ursache wahrscheinlich ist. In erster Annäherung lassen sich beide Richtungsmaxima als Ausdruck eines konjugierten Störungssets aus WNW-ESE streichenden dextralen und NNW-SSE streichenden sinistralen Blattverschiebungen deuten, welche unter der Bedingung einer NW-SE orientierten Kompressionsrichtung aktiviert wurden. Eine Häufung von entsprechend orientierten Blattverschiebungen wurde bei der Störungskartierung in allen Teilregionen des Bayerischen Waldes gefunden (Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024; Schwenk 2024), wobei sinistrale Blattverschiebungen auch bis in die NNE-SSW-Richtung orientiert sein können. (Paläo-)Spannungsfelder mit NW-SE bis NNW-SSE orientierter Haupteinengungsrichtung werden zum Einen für die Spätphase der variszischen Orogenese beschrieben (Galadí-Enríquez et al. 2010; Hahn et al. 2010; Kroner & Romer 2010; Stephan et al. 2016) und zum Anderen zeigt auch das rezente Spannungsfeld eine vergleichbare Orientierung (Ahlers et al. 2022; Reiter et al. 2015), die bereits seit dem Neogen so bestanden haben soll (Kley & Voigt 2008; Köhler et al. 2022). Bei einer Lineamentanalyse im angrenzenden Deckgebirge wurden ebenfalls vergleichbare Maxima in WNW-ESE- und NNW-SSE-Richtung ermittelt (Eberts 2022; de Wall & Stollhofen 2017), für die ein Zusammenhang mit spät- bis postmesozoischer

Störungsaktivität angenommen wird. Danach ist auch im Grundgebirge mit einer spät- bis postmesozoischen Reaktivierung oder Entstehung von entsprechend orientierten Störungen zu rechnen. Bei den Richtungsrosen der regional mäßig bedeutenden Lineamente der zweiten Ordnung ist auffällig, dass zu den bereits in den Richtungsrosen der ersten Ordnung vorhandenen Maxima noch zwei weitere Untermaxima hinzukommen. Letztere sind in NNE-SSW- und ENE-WSW-Richtung orientiert (jeweils grün markiert), wobei die ENE-WSW-Richtung im Oberpfälzer Wald etwas stärker ausgeprägt ist. Analog zur tektonischen Deutung der beobachteten Richtungsmaxima der ersten Ordnung können diese beiden neuen Maxima bei den Lineamenten der zweiten Ordnung möglicherweise ebenfalls als Ausdruck eines konjugierten Störungssets mit NNE-SSW streichenden dextralen und ENE-WSW streichenden sinistralen Blattverschiebungen gedeutet werden, welche unter Bedingungen mit einer NE-SW orientierten Kompressionsrichtung aktiviert wurden. Zeitlich würde dies in den Zeitraum Späte Kreide–Paläogen passen (Kley & Voigt 2008; Köhler et al. 2022; Voigt et al. 2021). Auffällig ist das weitgehende Fehlen dieser beiden Maxima in der Richtungsanalyse der Störungen der GK150 (Galadí-Enríquez et al. 2009; Teipel et al. 2008). Eine mögliche Erklärung für diese Beobachtung kann darin liegen, dass die regional weniger bedeutenden Störungen im kleineren Zielmaßstab der GK150 nur selten erfasst worden sind. Bei der Störungskartierung im Bayerischen Wald wurden sowohl um NNE-SSW streichende dextrale, als auch ENE-WSW streichende sinistrale Blattverschiebungen gefunden, wobei letztere auffällig selten beobachtet wurden (Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024; Schwenk 2024).

Beim Vergleich der Richtungsrosen der regional unbedeutenden Lineamente der dritten Ordnung sind mehr Lineamente zu erwarten, die nicht mit Störungen in Verbindung stehen. Trotzdem zeigen die Richtungsrosen auch bei diesen Lineamenten die gleichen Maxima wie bei der ersten und der zweiten Ordnung, so dass auch für den Großteil der Lineamente der dritten Ordnung eine tektonische Ursache vermutet werden kann. Interessant ist in diesem Zusammenhang auch die Beobachtung, dass die Richtungsrose der kartierten Störungen im Bereich des Regensburger Waldes und westlichen Teils des Vorderen Bayerischen Waldes sich am besten mit der Richtungsrose der Lineamente dritter Ordnung aus dieser Region vergleichen lässt (Methner & Wauschkuhn 2024).

Die Lineament-Richtungsrosen aus dem Fichtelgebirge und Frankenwald weichen deutlich von den Richtungsrosen der beiden südlicheren Grundgebirgsregionen ab (Abb. 6). Bei den Richtungsrosen der ersten Ordnung sind noch ansatzweise Maxima zu erkennen, die zu einem NW-SE kompressiven, konjugierten Störungssset passen könnten (blau markiert). Daneben existieren weitere Maxima in NE-SW-Richtung. Vor allem bei den Lineamenten der zweiten Ordnung ist die NE-SW-Richtung als ausgeprägtes Hauptmaximum ausgebildet. Sie korreliert mit der Orientierung des Egergrabens (Peterek & Schunk 2009) und könnte zum Teil mit dessen Entstehung unter einem Extensionsregime in Zusammenhang stehen (Adamovič & Coubal 1999). Aber auch aufschiebende Störungen, die unter den Bedingungen der rezenten NW-SE-Kompression angelegt/reaktiviert worden sind, können für einen Teil der NE-SW streichenden Lineamente ursächlich sein (Eberlei 2024). Insbesondere im Frankenwald kommt daneben auch noch der variszische Falten- und Schuppenbau mit einem Generalstreichen der Strukturen in NE-SW-Richtung als Hauptursache der entsprechend orientierten Lineamente in Betracht. Das zu den Lineamenten der ersten Ordnung ausgeführte gilt auch für die Lineamente der zweiten und dritten Ordnung, wobei auch bei Letzteren die NE-SW-Richtung als Hauptmaximum ausgeprägt ist.

Beim Vergleich der Richtungs-Maxima der Lineamente der ersten Ordnung, die sich als Ausdruck eines konjugierten Störungssets mit NW-SE orientierter Kompressionsrichtung deuten lassen, fällt auf, dass vom Frankenwald im Norden bis zum Bayerischen Wald im Süden eine leichte Rotation der potentiellen Haupteinengungsrichtung im Uhrzeigersinn zu beobachten ist. Ein gleichartiges Verhalten ist für die Orientierung der Haupteinengungsrichtung des rezenten Stressfeldes bekannt, welches im Norden Bayerns NW-SE und unmittelbar nördlich der Alpen etwa N-S gerichtet ist (Reiter et al. 2015).

Dies könnte ein Indiz dafür sein, dass vor allem die morphologisch gut ausgeprägten Lineamente der ersten Ordnung mit aktivierten Störungen unter (sub-)rezenten Stressbedingungen assoziiert sind. Dabei ist anzumerken, dass die Lage der rezenten Haupteinengungsrichtung im Bereich des bayerischen Grundgebirges etwas stärker in Richtung N-S orientiert sein soll (Reiter et al. 2015), als sie auf Basis der Lineamentanalyse ableitbar war. Allerdings ist die exakte Orientierung des Spannungsfeldes im Bereich des Bayerischen Waldes nicht bekannt, da die genannten Annahmen auf der Interpolation von Spannungs-Messungen aus dem Fichtelgebirge, der nördlichen Oberpfalz und dem Molassebecken beruhen (Ahlers et al. 2022). Andererseits zeigen die in Aufschlüssen erfassten NNW-SSE orientierten sinistralen Störungen häufig eine Dehnungskomponente an (Eberlei 2024; Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024; Schwenk 2024), was als Hinweis auf eine tatsächlich stärker nach Nordnordwesten orientierte Haupteinengungsrichtung gedeutet werden kann.

Für das relativ kleinräumige Gebiet des Kristallinen Vorspessarts liegt das Hauptmaximum der Orientierung der erfassten Lineamente in NE-SW- bis NNE-SSW-Richtung. Schwächer ausgeprägte Maxima sind in der WNW-ESE- und NNW-SSE-Richtung orientiert.

4 Zusammenfassung

Für den Bereich des bayerischen Grundgebirges wurde eine neue Lineamentanalyse auf Basis des Digitalen Geländemodells mit einer Auflösung von 1 m durchgeführt. Die Richtungsauswertung der erfassten Lineamente zeigt über alle Bedeutungskategorien hinweg Maxima, die sich mit den Streichrichtungen bekannter Störungen korrelieren und/oder sich zu bekannten Paläostressfeldern zuordnen lassen. So korrelieren die Richtungsmaxima der regional bedeutenden Lineamente besonders gut mit Störungen, die unter dem spätvariszischen und/oder dem rezenten Spannungsfeld aktiviert worden sind, die Richtungsmaxima der mäßig bedeutenden Lineamente der zweiten Ordnung dagegen mit Störungen, die unter dem spätkretazisch-paläogenen Spannungsfeld aktiv waren. Diese Deutung wird auch durch die bisher durchgeführten Störungsaufnahmen im Aufschlussmaßstab gestützt.

Die Ergebnisse dieser Studie lassen erwarten, dass die durchgeführte Lineamentanalyse eine gute Grundlage für den Prozess der weiteren Erfassung und Homogenisierung von Störungen in der digitalen Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25, LfU 2024) bildet.

Literaturverzeichnis

Adamovič, J. & Coubal, M. (1999): Intrusive Geometries and Cenozoic Stress History of the Northern Part of the Bohemian Massif. – *GeoLines*, 9: 5–14.

Ahlers, S.; Röckel, L.; Hergert, T.; Reiter, K.; Heidbach, O.; Henk, A.; Müller, B.; Morawietz, S.; Scheck-Wenderoth, M. & Anikiev, D. (2022): The crustal stress field of Germany: a refined prediction. – *Geothermal Energy*, 10: 1–32.

Ahmadi, H. & Pekkan, E. (2021): Fault-Based Geological Lineaments Extraction Using Remote Sensing and GIS—A Review. – *Geosciences*, 11 (5): 183.

Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de: Digitales Geländemodell 1 m (DGM 1), Lizenz: CC BY 4.0 (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Bischoff, R. (1993): Morphotektonische Entwicklung des Steinwaldgebietes (NE-Bayern) – Ergebnisse von Apatit-Spaltspurenanalysen. – *Geologica Bavarica*, 98: 97–117, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

- Eberlei, T. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Fichtelgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 217–239, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Eberts, A. (2022): Structural inventory and tectonic activity of the western Bohemian Massif and the adjacent Franconian Basin: new insights from lineament analysis and tectonic geomorphology. – Dissertation: 196 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.
- Eberts, A.; Fazlikhani, H.; Bauer, W.; Stollhofen, H.; de Wall, H. & Gabriel, G. (2021): Late to post-Variscan basement segmentation and differential exhumation along the SW Bohemian Massif, central Europe. – *Solid Earth*, 12 (10): 2277–2301.
- Fürst, M.; Krupp, R. & Müller, R. (1978): Die photogeologische Linearanalyse und ihre Anwendung bei der Uranprospektion in der Oberpfalz. – *Erlanger geologische Abhandlungen*, 106: 1–34.
- Galadí-Enríquez, E.; Dörr, W.; Zulauf, G.; Galindo-Zaldívar, J.; Heidelbach, F. & Rohrmüller, J. (2010): Variscan deformation phases in the southwestern Bohemian Massif: new constraints from sheared granitoids. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 161 (1): 1–23.
- Galadí-Enríquez, E.; Kroemer, E.; Loth, G.; Pürner, T.; Raum, G.; Teipel, U. & Rohrmüller, J. (2009): Geologische Karte des Oberpfälzer Waldes 1:150 000, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Hahn, T.; Kroner, U. & Melzer, P. (2010): Early Carboniferous synorogenic sedimentation in the Saxo-Thuringian Basin and the adjacent Allochthonous Domain. In: Linnemann, U. & Romer, R. L. [Hrsg.]: *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia: From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*: 171–192, Schweizerbart.
- Kley, J. & Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. – *Geology*, 36 (11): 839–842.
- Köhler, S.; Duschl, F.; Fazlikhani, H.; Koehn, D.; Stephan, T. & Stollhofen, H. (2022): Reconstruction of cyclic Mesozoic–Cenozoic stress development in SE Germany using fault-slip and stylolite inversion. – *Geological Magazine*, 159 (11-12): 2323–2345.
- Kroner, U. & Romer, R. L. (2010): The Saxo-Thuringian Zone – tip of the Armorican Spur and part of the Gondwana plate. In: Linnemann, U. & Romer, R. L. [Hrsg.]: *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia: From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*: 371–394, Schweizerbart.
- Kürschner, T. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Hinteren Bayerischen Wald. – *Geologica Bavarica*, 130: 190–216, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kürschner, T. & Schwenk, M. A. (2024): Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 127–143, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- LfU – Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2024): *Digitale Geologische Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25)*, Augsburg (Stand: 09/2024).
- Louis, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. – *Relief Boden Paläoklima*, 3: 1–66.
- Methner, S. & Wauschkuhn, B. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im westlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, 130: 144–163, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

- O'Leary, D. W.; Friedman, J. D. & Pohn, H. A. (1976): Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. – *Geological Society of America Bulletin*, 87 (10): 1463–1469.
- Peterek, A.; Hirschmann, G.; Schröder, B. & Wagner, G. A. (1994): Spät- und postvariszische tektonische Entwicklung im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (KTB). In: Projektleitung Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung [Hrsg.]: KTB Report 94-3: Beiträge zur Geologie und Petrologie der KTB-Lokation und ihres Umfeldes: 123–148, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Peterek, A. & Schunk, R. (2009): Die geologische Geschichte des Egerriffs. – *Beiträge zur Geschichte unserer Heimat zwischen Fichtelgebirge und Böhmerwald*. Landkreis Tirschenreuth, 21: 105–117.
- Reiter, K.; Heidbach, O.; Reinecker, J.; Müller, B. & Röckel, T. (2015): Spannungskarte Deutschland 2015. – *Erdöl Erdgas Kohle*, 131 (11): 437–442.
- Scheck-Wenderoth, M.; Krzywiec, P.; Zühlke, R.; Maystrenko, Y. & Froitzheim, N. (2008): Permian to Cretaceous tectonics. In: McCann, T. [Hrsg.]: *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*: 999–1030, The Geological Society of London.
- Schröder, B. (1987): Inversion tectonics along the Western margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 137 (1-4): 93–100.
- Schwenk, M. A. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im östlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, 130: 164–189, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Siebel, W.; Hann, H. P.; Danišík, M.; Shang, C. K.; Berthold, C.; Rohrmüller, J.; Wemmer, K. & Evans, N. J. (2010): Age constraints on faulting and fault reactivation: a multi-chronological approach. – *International Journal of Earth Sciences*, 99 (6): 1187–1197.
- Stephan, T.; Kroner, U.; Hahn, T.; Hallas, P. & Heuse, T. (2016): Fold/cleavage relationships as indicator for late Variscan sinistral transpression at the Rheno-Hercynian–Saxo-Thuringian boundary zone, Central European Variscides. – *Tectonophysics*, 681: 250–262.
- Stewart, I. S. & Hancock, P. L. (1990): What is a fault scarp? – *Episodes*, 13 (4): 256–263.
- Teipel, U.; Galadí-Enríquez, E.; Glaser, S.; Kroemer, E. & Rohrmüller, J. (2008): Erdgeschichte des Bayerischen Waldes - Geologischer Bau, Gesteine, Sehenswürdigkeiten - Geologische Karte des Bayerischen Waldes 1:150 000, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Vamvaka, A.; Siebel, W.; Chen, F. & Rohrmüller, J. (2014): Apatite fission-track dating and low-temperature history of the Bavarian Forest (southern Bohemian Massif). – *International Journal of Earth Sciences*, 103 (1): 103–119.
- Voigt, T.; Kley, J. & Voigt, S. (2021): Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. – *Solid Earth*, 12 (6): 1443–1471.
- Vollmer, F. W. (2015): Orient 3: a new integrated software program for orientation data analysis, kinematic analysis, spherical projections, and Schmidt plots. – *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 47 (7): 49.

de Wall, H. & Stollhofen, H. [Hrsg.] (2017): Projekt: Lithologische und strukturelle Untersuchungen im ostbayerischen Grundgebirge - 1. Zwischenbericht, September 2017: 28 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.

de Wall, H. & Stollhofen, H. [Hrsg.] (2019): Projekt: Lithologische und strukturelle Untersuchungen im ostbayerischen Grundgebirge - Abschlussbericht, März 2019: 167 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.

Wetzlinger, K.; Robl, J.; Liebl, M.; Dremel, F.; Stüwe, K. & Hagke, C. von (2023): Old orogen – young topography: Evidence for relief rejuvenation in the Bohemian Massif. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 116 (1): 17–38.

Woldstedt, P. (1954): Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa. – *E&G Quaternary Science Journal*, 4/5 (1): 5–9.

Zeitlhöfler, M.; Wagner, B. & Spörlein, T. (2015): Strukturgeologie und Grundwasserführung im ostbayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 112: 64 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

Bildrechte

LfU: Abb. 1, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5, Abb. 6

Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge

Thomas Kürschner & Michael A. Schwenk

1	Geologie und Tektonik im bayerischen Grundgebirge	127
1.1	Geologischer Überblick	127
1.2	Tektonische Entwicklung	129
2	Methodik	134
2.1	Feldarbeit	134
2.2	Auswertung der Störungsdaten	135
2.2.1	Datenvorverarbeitung	135
2.2.2	Datenzusammenstellung nach PBT-Achsen	135
2.2.3	Variabilität der PBT-Domänen	136
2.2.4	Lineamente	136
2.2.5	Relative Altersabfolge	136
2.2.6	Paläospannungsfelder	137

1 Geologie und Tektonik im bayerischen Grundgebirge

Die Einheiten des bayerischen Grundgebirges wurden im Wesentlichen während der variszischen Orogenese vor etwa 400–285 Millionen Jahren (Ma) gebildet. Durch die Subduktion des Rheischen Ozeans kam es zur Kollision von Gondwana mit Laurussia und schließlich zur Entstehung des Superkontinents Pangäa (Franke 2000; Franke et al. 2017; Kroner & Romer 2013). Das dabei involvierte Mosaik aus Mikrokontinenten und ozeanischen Beckenstrukturen bildete eine komplexe Abfolge von tektonischen Einheiten, welche nun das Grundgebirge von West- und Zentraleuropa formen. Große Scherzonen wie Fränkische Linie, Pfahl- und Donau-Störung wurden bereits während dieser Orogenese angelegt (Dörr & Zulauf 2010; Siebel et al. 2005; 2010a), teilweise noch unter duktilen Bedingungen. Im anschließenden Mesozoikum und Känozoikum führten großräumige plattentektonische Bewegungen, insbesondere die Öffnung des Atlantiks und die Kollision Afrika-Europa, zur sprödetektonischen Anlage von Störungen sowie zur Reaktivierung bereits bestehender Strukturen (Köhler et al. 2022; Peterek et al. 1997; Scheck-Wenderoth et al. 2008).

1.1 Geologischer Überblick

Das Grundgebirge Ostbayerns befindet sich im westlichen Randbereich der Böhmisches Masse, welche einen Krustenblock des variszischen Orogens darstellt. Dabei werden anhand ihrer paläogeographischen, lithologischen und tektonischen Vergangenheit verschiedene Großeinheiten unterschieden. Dem Moldanubikum sensu stricto (s. str.) werden die metamorphen Gesteine des Bayerischen, Oberpfälzer und Regensburger Waldes sowie des Naabgebirges zugeordnet (GLA 1996). Deren überwiegend sedimentäre Protolithen wurden am Nordrand von Gondwana im Neoproterozoikum und frühen Paläozoikum abgelagert und während der variszischen Orogenese teils hochgradig metamorph

überprägt (Franke et al. 2017). Das Moldanubikum s. str., das im Gebiet des Bayerischen Waldes wegen des dominierenden NW-SE-Streichens der metamorphen Einheiten als Bavarikum bezeichnet wird (Fuchs 1976), wird anhand seiner lithologischen Vielfalt in eine Monotone Gruppe sowie eine Bunte Gruppe untergliedert (GLA 1996; Franke 2000). Erstere besteht vorwiegend aus recht monotonen, migmatitischen Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneisen, deren Protolithe während der Hochtemperatur-Niedrigdruck-(HT-LP-)Metamorphose im Zeitraum von 330–320 Ma teilweise aufgeschmolzen wurden (Kalt et al. 1999; 2000). Fiala et al. (1995) gliedern das Moldanubikum s. str. in das „Ostrong Terrane“ nordöstlich des Bayerischen Pfahls und in das „Bavarian Terrane“ südwestlich des Bayerischen Pfahls. Vor allem im Bereich südwestlich des Pfahls, der auch als „Bavarian Unit“ bezeichnet wird (Fiala et al. 1995; Finger et al. 2007), treten Migmatite mit einem erhöhten Grad der Aufschmelzung auf (Diatexite). Zonen mit einer größeren lithologischen Vielfalt werden der Bunten Gruppe zugeordnet. Diese beinhaltet Paragneise mit häufigen Einschaltungen von Amphibolit, Quarzit, Marmor, Graphit führenden Schiefen und leukokraten Gneisen. Derartige Lithologien sind im Passauer Wald, an der Donauleite, in der nördlichen Oberpfalz, im Naabgebirge und um Rittsteig zu finden (GLA 1996). In die Abfolge der metamorphen Gesteine intrudierten im Karbon, vorwiegend im Zeitraum zwischen 330 und 310 Ma, eine Vielzahl von Granitoiden, welche im heutigen Erosionsniveau verbreitet im gesamten Moldanubikum s. str. aufgeschlossen sind (Chen & Siebel 2004; Finger et al. 2009; Gerdes et al. 2000; Megerssa et al. 2023; Siebel et al. 2003; 2008).

Das Teplá-Barrandium im Zentralbereich der Böhmisches Masse stellt eine weitere tektonometamorphe Großeinheit dar, die durch die Westböhmischescherzone, Hoher Bogen Scherzone und Zentralböhmischescherzone vom Moldanubikum s. str. tektonisch abgegrenzt wird. Entlang dieser Scherzonen intrudierten zwischen 350 und 328 Ma verschiedene Plutonite (Dörr & Zulauf 2010). Das Teplá-Barrandium besteht in seinem zentralen und östlichen Teil überwiegend aus einer Sequenz paläozoischer Metasedimente, welche diskordant über neoproterozoischem Grundgebirge liegen (Kroner et al. 2008) und die bei der variszischen Orogenese nur schwach metamorph überprägt wurde. Dagegen existieren im Westteil des Teplá-Barrandiums mit Mariánské Lázně-Komplex und Teplá-Kristallin-Komplex im Nordwesten sowie Domažlice-Kristallin-Komplex und Neukirchen-Kdyně-Komplex im Südwesten mittel- bis hochgradig metamorphe Einheiten (Dörr et al. 2002; Peřestý et al. 2017). Zu letzterem werden auch die Gesteine der Gabbro-Amphibolit-Masse (GAM) gerechnet, welche sich nordöstlich von Cham befindet und den Hohen Bogen einschließt. Hier stehen Meta-Gabbros, Amphibolite und untergeordnet Glimmerschiefer bzw. Gneise an. Daneben stellen auch die tektonische Klippe von Münchberg wie auch die Zone Erbdorf-Vohenstrauß höher metamorphe allochthone Einheiten dar, die ebenfalls mit dem Teplá-Barrandium assoziiert werden (GLA 1996; Franke 2000).

Nördlich an das Moldanubikum s. str. schließt das Saxothuringikum an, welches das Fichtelgebirge sowie den Frankenwald umfasst. Hierbei handelt es sich um eine paläozoische Abfolge sedimentärer und vulkanischer Gesteine, die vom Kambrium bis ins frühe Karbon reicht (Franke et al. 2017; Kroner et al. 2007). Anhand ihrer tektonischen Position wird die allochthone Bayerische Fazies im Umfeld der Münchberger Masse von der strukturell unterlagernden Thüringischen Fazies unterschieden. Im Frankenwald sind diese Einheiten vorwiegend schwach metamorph überprägt worden, während der Metamorphosegrad im Fichtelgebirge zunimmt. Zwei intrusive Episoden führten im Fichtelgebirge zudem zur Platznahme einer älteren (Intrusions-Alter etwa 326–321 Ma) und einer jüngeren (Intrusions-Alter etwa 290–305 Ma) Generation von Plutoniten an der Karbon-Perm-Grenze (Förster et al. 2008; Siebel et al. 2010b).

Schließlich befindet sich im äußersten Nordwesten Bayerns das Spessart-Kristallin, das einen Teil der Mitteldeutschen Kristallin-Zone darstellt. Zusammen mit der Nördlichen Phyllit-Zone bildet diese die Rheische Sutura, welche mit Laurussia assoziierte Gesteine (Rhenohercynikum) im Norden von Einheiten mit Gondwana-Signatur (Saxothuringikum) im Süden trennt (Franke et al. 2017; Kirchner & Albert

2020; Oncken 1997). Lithologisch treten im Spessart vorwiegend Para- und Orthogneise, sowie Glimmerschiefer, Amphibolite, Quarzite und Kalksilikat-Gesteine auf, deren Protolith während der variszischen Orogenese eine amphibolitfazielle Überprägung erfuhren (Zeh & Will 2010). Im Süden des Spessart-Kristallins findet sich zudem der etwa 330 Ma alte Diorit-Granodiorit-Komplex (Siebel et al. 2012).

1.2 Tektonische Entwicklung

Spätvariszische Phase

Während der späten Phase der variszischen Orogenese kommt es im Zuge der Exhumierung weiter Krustenbereiche vor allem zu temperaturbetonten Prozessen wie der HT-LP Metamorphose der Migmatite oder der Platznahme der in weiten Teilen des Grundgebirges auftretenden Plutone. Dabei wechselt zumindest im Südwesten der Böhmisches Masse das N-S bis NNW-SSE orientierte kompressive Spannungsfeld vorübergehend zu einem transtensionalen Regime mit ENE-WSW-Extension (Megerssa et al. 2023). Die ersten Hinweise auf tektonische Aktivität entlang der großen Scherzonen im Westen der Böhmisches Masse ergeben sich hierbei aus der vermuteten synkinematischen Platznahme von Granitoiden im Zeitraum um 330 Ma (Büttner 2007; Siebel et al. 2005). Im Folgenden bildet sich ein konjugiertes System aus dextralen (Pfahl- und Donau-Störung sowie Rundinger Scherzone) und sinistralen Scherzonen (Rodl-, Vitis- und Diendorf-Scherzone) im Südwesten der Böhmisches Masse (Brandmayr et al. 1995; Wallbrecher et al. 1991). Übergeordnet scheint das Spannungsfeld zwischen 330 und 300 Ma eine Einengung in NNW-SSE- bis NNE-SSW-Richtung anzuzeigen (Scheck-Wenderoth et al. 2008; Stephan et al. 2016), während jedoch lokale und regionale Variationen auftreten können (Galadí-Enríquez et al. 2010; Megerssa et al. 2023).

Die ältesten sprödetektonischen Strukturen in der Störungsanalyse Nordostbayerns von Peterek et al. (1997) werden in der ZEV beschrieben. Hierbei soll es sich um Auf- und Abschiebungen handeln, die noch vor der Intrusion der spätvariszischen Granite unter N-S-Kompression entstanden. In den Graniten selbst treten die ersten spröden Bewegungen in Form von Quarz-gefüllten Fiederspalt auf, die eine NE-SW-Extension anzeigen (Zulauf 1993).

Karbon-Perm

Etwa an der Grenze Karbon-Perm kommt es in Mitteleuropa mit dem beginnenden Auseinanderbrechen Pangäas zu einem Wechsel des großräumigen Spannungsregimes von Kompression zu Extension (Kroner et al. 2008). Dies führte über weite Bereiche zu Subsidenz entlang von vorwiegend N-S streichenden Beckenstrukturen, jedoch wurden insbesondere im Umfeld der Böhmisches Masse auch NW-SE streichende variszische Strukturen reaktiviert (Andreas 2013; Scheck-Wenderoth et al. 2008). Am Westrand der Böhmisches Masse kam es im Zuge dessen zur Ausbildung von mehreren Rotliegend-Becken entlang der Donau-Störung, des Pfahls und der Fränkischen Linie (Schröder et al. 1997). Die Anlage dieser Sedimentbecken wird von Mattern (1995a; 1995b) teilweise mit einer sinistralen Reaktivierung der großen NW-SE streichenden Störungen in Verbindung gebracht, womit diese als „Pull-apart“ Strukturen interpretiert werden. Im Gegensatz dazu sehen Peterek et al. (1997) sowie Zulauf (1993) im Rotliegend eher eine dominante N-S gerichtete Einengung mit einer dextralen Bewegung der großen NW-SE streichenden Störungen, an welche untergeordnet eine E-W-Extension gekoppelt ist. Weitere Indizien für diese These werden in der Platznahme N-S bis NNW-SSE streichender Lamprophyr- und Rhyolith-Gängen gesehen (Behr 1992; Stettner 1992).

Im Grundgebirge wird zudem von Peterek et al. (1997) eine kompressive Phase in E-W-Richtung beschrieben, welche anhand des Auftretens assoziierter Störungen im Pfahl-Quarz (auf 247 ± 21 Ma datiert, Horn et al. 1986) im Bereich um die Perm-Trias-Grenze eingeordnet wird. Auch innerhalb der Rotliegend-Becken scheinen ebenfalls Strukturen zu existieren, die einer Einengung in E-W-Richtung entsprechen. So wurden im Weiden- und Stockheim-Becken mittels seismischer Untersuchungen wie

auch in Aufschlüssen N-S streichende Faltenachsen und NNE-SSW streichende Aufschiebungen beobachtet, die von Sedimenten des oberen Rotliegenden (Stockheim-Becken) bzw. der Trias (Weiden-Becken) diskordant überlagert werden (Andreas 2013; Müller 1994; Schröder et al. 1997).

Neben der ausgedehnten Beckenbildung ist das Perm zusätzlich gekennzeichnet durch das Auftreten hydrothormaler Aktivität vor allem in den nordwestlichen Bereichen von Pfahl und Donau-Störung. Eine Übersicht von Altersdatierungen störungsgebundener Mineralisationen findet sich in Tab. 1.

Tab. 1: Übersicht über datierte störungsgebundene Mineralisationen im ostbayerischen Grundgebirge.

Mineralisation	Lokation	Alter (Ma)	Methode	Referenz
Fluorit, älteste Generation	Nabburg-Wölsendorf	297,6 ± 23,2	Sm-Nd	Leipziger (1986)
Fluorit, älteste Generation	Nabburg-Wölsendorf	281,2 ± 22,9	Sm-Nd	Leipziger (1986)
Fluorit	Grube Hermine, Nabburg-Wölsendorf	269 ± 14	Sm-Nd	Leipziger (1986)
Fluorit	Nabburg-Wölsendorf	257 ± 28 (270)	Sm-Nd	Dill et al. (2011)
Uraninit	Marienschacht, Nabburg-Wölsendorf	295 ± 14	U-Pb	Carl & Dill (1984)
Uraninit, Struktur schneidet Fl-Ba-Gänge	Grube Altfalter, SE Nabburg-Wölsendorf	205,9 ± 2,7	U-Pb	Carl & Dill (1985)
Kalifeldspat (hydrothermal)	Nabburg-Wölsendorf	264 ± 4	Rb-Sr	Lippolt et al. (1985)
Kalifeldspat („Paradoxit“, hydrothermal)	Grube Mariengang, Nabburg-Wölsendorf	254 ± 6	K-Ar	Brockamp & Zuther (1985)
Illit	Donau-Störung bei Donaustauf	266–255	K-Ar Rb-Sr	Siebel et al. (2010a)
Quarz	Pfahl	247 ± 21	Rb-Sr	Horn et al. (1986)

Trias–Jura

Spaltspuren-Datierungen an Titanit aus der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) deuten für den Zeitraum der Frühen bis Mittleren Trias eine Hebung des Basements an (Coyle & Wagner 1994), die auch von permo-triassischen Zirkon-Spaltspur-Altern im Umfeld der KTB gestützt werden (Hejl et al. 1997). Auch ist in der sedimentären Abfolge des Fränkischen Beckens eine deutliche Umstellung von feineren sandigen Sedimenten im Zechstein zu größeren fluvialen Konglomeraten und Arkosen im Buntsandstein zu beobachten, womit auch zeitweise erhöhte Einträge von granitoidem Material einhergehen (Ravidà et al. 2022). Diese Beobachtungen werden ebenfalls mit einer erhöhten tektonischen Aktivität entlang der westlichen Böhmisches Masse in Verbindung gebracht. So sehen Mattern (1995a) und Peterek et al. (1997) in dieser Phase eine dextrale Reaktivierung der großen NW-SE streichenden Störungen unter N-S-Einengung und E-W-Extension. Im Laufe der Trias schritt vor allem die thermische Subsidenz Mitteleuropas fort und wird im Jura zunehmend von der Öffnung des Zentralen Atlantiks und der Alpinen Tethys beeinflusst (Scheck-Wenderoth et al. 2008). Aus tektonischer Sicht scheint der Zeitraum Späte Trias und Früher Jura eine eher ruhige Phase darzustellen.

Jura–Frühe Kreide

Im Zeitraum Später Jura und Frühe Kreide scheinen tektonische Aktivitäten im Südosten Deutschlands erneut einzusetzen. Vor allem eine N-S bis NNE-SSW gerichtete Extension ist verbreitet und chronologisch gut belegt (Köhler et al. 2022; Peterek et al. 1997). Dem vorhergehend beschreiben Peterek et al. (1997) eine lokal in Trias- und Jura-Sedimenten auftretende Phase mit Kompression in NNW-SSE-Richtung. Apatit-Spaltspuren-Datierungen deuten im Bayerischen Wald auch Hebungen und Denudation während der Frühen Kreide an (Vamvaka et al. 2014).

Späte Kreide–Paläozän

In der Kreide beginnt in Zentraleuropa eine prominente Inversionsphase mit intensiver Block-Tektonik, Heraushebung und Abtragung unter NE-SW gerichteter Kompression (Köhler et al. 2022; Peterek et al. 1997; Scheck-Wenderoth et al. 2008; Schröder et al. 1997; Voigt et al. 2021; Ziegler & Dèzes 2007). An den NW-SE streichenden Störungen in Ostbayern kam es zu intensiver Heraushebung des Grundgebirges, wie Datierungen mittels Apatit-Spaltspuren belegen (Coyle et al. 1997; Hejl et al. 1997; Vamvaka et al. 2014). Im Nordwestteil des Pfahls erfolgte eine Aufschiebung von Kristallin gegenüber mesozoischen Sedimenten des Bodenwöhrer Halbgrabens in der Größenordnung von mehreren hundert Metern (GLA 1996). Im Fränkischen Becken wurden zudem mittels seismischer Profile Aufschiebungen in den mesozoischen Sedimenten festgestellt, die ebenfalls der NE-SW-Kompressionsphase zugeordnet werden (Fazlikhani et al. 2022). Strukturgeologische Untersuchungen konnten flächendeckend in den mesozoischen Einheiten des Fränkischen Beckens (Köhler et al. 2022) wie auch im Grundgebirge Ostbayerns (Peterek et al. 1997) Bewegungen unter einem kre-tazisch-paläogenen Spannungsfeld mit NE-SW orientierter Kompressionsrichtung nachweisen. Eberts et al. (2021) deuten zudem auch verschiedene Hebungsbeiträge in der Oberpfalz östlich und westlich einer NNW-SSE streichenden Zone („Cham-Störung“) an, welche zumindest teilweise auch mit der Hebungsphase in der Späten Kreide in Zusammenhang stehen könnten. Für den nördlichen Teil der Böhmisches Masse beschreiben Adamovič & Coubal (1999; 2009) ebenfalls ein kompressives Paläostressfeld mit NE-SW orientierter maximaler Hauptspannung für den Zeitraum vom Santon um 85 Ma bis zum Frühen Eozän um 50 Ma und ein kompressives Stressfeld mit NNW-SSE orientierter Kompressionsrichtung im Mittleren Eozän (50–42 Ma). Als Ursache für die Inversionstektonik in der Späten Kreide und im Frühen Paläogen wird der Wechsel hin zu einer Nordost-Konvergenz von Afrika und Europa im Zeitraum Früher und Später Kreide gesehen (Kley & Voigt 2008).

Eozän–Miozän

Vom Eozän bis ins Miozän kommt es in Europa zu E-W bis NW-SE gerichteten extensionalen Krustenbewegungen, die zur Ausbildung eines ausgedehnten Systems von tektonischen Gräben führen (Dèzes et al. 2004; Reicherter et al. 2008; Ziegler 1992). Das sogenannte „European Cenozoic Rift System“ (ECRIS) erstreckt sich von Spanien bis an die Nordsee und umfasst insbesondere auch Nieder- und Oberrheingraben, die Hessische Senke sowie den Egergraben. Als Ursachen werden vor allem verschiedene Prozesse im Zusammenhang mit der anhaltenden Konvergenz Europa-Afrika diskutiert, wobei passives Rifting im Vordergrund steht (Dèzes et al. 2004; Michon & Merle 2005; Reicherter et al. 2008). Anhand von Intrusionsgeometrien im Egergraben wird von Adamovič & Coubal (1999; 2009) folgende Abfolge für die känozoische Grabenbildung in der nördlichen Böhmisches Masse angenommen (Tab. 2). Im Mittleren Eozän beginnt die Öffnung vor allem im östlichen Teil des Egergrabens unter E-W-Extension (42–34 Ma). Es folgt eine Phase N-S gerichteter Dehnung im Oligozän (34–24 Ma), welche im Miozän zu einer NW-SE-Extension umschwenkt (24–16 Ma). Im Norden Bayerns kommt es vom Eozän bis ins Mittlere Miozän zur Intrusion mafischer Magmen entlang der NNE-SSW streichenden Heldburger Gangschar (Pfänder et al. 2018).

Eine Abfolge der sprödetektonischen Entwicklung Ostbayerns im Känozoikum wurde von Bergerat & Geyssant (1983) anhand strukturgeologischer Geländeaufnahmen in vorwiegend mesozoischen

Gesteinen aufgestellt (Tab. 2), wobei die exakte Alterseinstufung der betreffenden Spannungsfelder mit Vorsicht betrachtet werden sollte. Das demnach älteste beobachtete Spannungsfeld entspricht einer N-S-Kompression im Eozän mit dextralem Versatz an NW-SE Störungen, sinistraler Bewegung an NE-SW Störungen und E-W streichenden Aufschiebungen. Im Oligozän folgt darauf eine ENE-WSW- (E-W-)Extension, die mit der Grabenbildung in Westeuropa in Verbindung gebracht wird. Allerdings scheint diese gegenüber der Beobachtungen von Bergerat & Geysant (1982) im Schwäbischen Jura in Ostbayern nur untergeordnet aufzutreten. An der Grenze Oligozän-Miozän kommt es zunächst zu einer Kompression in NE-SW-Richtung, wobei eine Überschiebung von Grundgebirge auf Beckensedimente aufgeführt wird. Nachfolgend rotiert das Spannungsfeld in E-W-Richtung, wobei die Reaktivierung von älteren Strukturen beschrieben wird. Die jüngsten beobachteten Strukturen sind E-W streichende Abschiebungen, die einer N-S-Extension entsprechen. Diese wird mit dem Vulkanismus und der Öffnung des Egergrabens in Verbindung gebracht.

Eine weniger komplexe Abfolge der jüngeren tektonischen Aktivität wurde in den tertiären Basalten Nordostbayerns beschrieben (Peterek et al. 1997). Demnach sind die ältesten Strukturen vom Paläogen bis ins Miozän Ausdruck einer WNW-ESE bis NW-SE orientierten Extension (Tab. 2). Es folgt eine weitere Phase der Extension, jedoch mit geänderter Richtung nach NE-SW bis ENE-WSW. Mit diesem Spannungsfeld wird auch Blocktektonik im Gebiet des Fichtelgebirges assoziiert (Peterek & Schröder 1997; Peterek et al. 1997). Als jüngste tektonische Aktivität werden schließlich noch dextrale Bewegungen auf NW-SE streichenden Störungen genannt, die auf eine NNW-SSE-Einengung hindeuten.

Tab. 2: Übersicht von bisher beobachteten Spannungsfeldern im Tertiär in Ostbayern und angrenzenden Gebieten.

	Egergraben Adamovič & Coubal (1999; 2009)	Mesozoikum und Grundgebirge Ost- bayern Bergerat & Geysant (1983)	Tertiäre Basalte in Ostbayern Peterek et al. (1997)	Mesozoikum Ost- bayern Köhler et al. (2022)
Spätes Paläozän	Kompression NE-SW	-	Extension WNW- ESE bis NW-SE	-
Eozän	Kompression NNW- SSE, gefolgt von Ex- tension E-W	Kompression N-S	Extension WNW- ESE bis NW-SE	-
Oligozän	Extension N-S	Extension ENE- WSW (E-W) Kompression NE- SW	Extension WNW- ESE bis NW-SE	Extension NW-SE
Miozän bzw. Neo- gen	Extension NW-SE, gefolgt von Kom- pression E-W, Kom- pression NW-SE und zuletzt Kompression N-S	Kompression NE- SW, gefolgt von Kompression E-W, zuletzt N-S Exten- sion	Extension NE-SW bis ENE-WSW; Ein- engung N-S	Extension NW-SE, gefolgt von Kompres- sion NW-SE

Miozän–Rezent

Vom Mittleren Miozän an bis ins Quartär erfolgt nach Ziegler & Dèzes (2007) die Reaktivierung der großen Störungssysteme im gesamten Böhmischem Massiv unter einem kompressiven Spannungsregime, was schließlich zur Heraushebung und Ausbildung des heutigen Reliefs führte. Dies geht einher mit der südostwärts gerichteten Migration der Wasserscheide von Donau und Elbe sowie dem tiefen Einschneiden der Täler von, unter anderen, Moldau, Elbe und Eger (Ziegler & Dèzes 2007).

Die Orientierung der Einengung unter dem heutigen Stressfeld liegt in Mitteldeutschland in Richtung NW-SE, während dieses in Norddeutschland und unmittelbar nördlich der Alpen eher eine N-S-Ausrichtung aufweist (Ahlers et al. 2022; Reiter et al. 2015). Danach sind im Bereich des Fichtelgebirges dextrale Blattverschiebungen an NW-SE streichenden und sinistrale Blattverschiebungen an N-S streichenden Strukturelementen wie auch Aufschiebungen an NE-SW streichenden Strukturelementen möglich. Für den Bereich des Egergrabens (Tab. 2) leiten Adamovič & Coubal (1999; 2009) aus der Anlage sinistraler, WNW-ESE streichender Blattverschiebungen ein kompressives Stressregime mit ENE-WSW orientierter Kompressionsrichtung im Mittleren bis Späten Miozän ab (16–11 Ma). Für das Späte Miozän (11–6 Ma) schließen sie aus der Aktivierung/Anlage dextraler NW-SE bis WNW-ESE streichender Blattverschiebungen und sinistraler NE-SW streichender Blattverschiebungen auf ein kompressives Stressfeld mit NW-SE bis N-S orientierter Kompressionsrichtung, das auch hauptsächlich für die Heraushebung des Erzgebirges verantwortlich sein soll. Für den Zeitraum vom Pliozän bis zum Mittleren Pleistozän gehen sie dagegen von einer Extensionsphase mit NW-SE-Dehnung im Pliozän und NNE-SSW-Dehnung im Früh- bis Mittelpleistozän aus. Ab dem Mittelpleistozän soll es dann zu einer Rückkehr zu einem kompressiven Stressfeld mit NE-SW orientierter Kompressionsrichtung gekommen sein. Dagegen ist in Südwestdeutschland vorwiegend ein transtensionales Spannungsregime mit Seitverschiebungen und abschiebenden Strukturen präsent. Tektonisch aktive Bereiche in Süddeutschland sind zum Beispiel in der von Stuttgart bis zum Bodensee verlaufenden Albstadt-Scherzone zu finden (Mader et al. 2021; Reicherter et al. 2008). Dieses N-S (NNE-SSW) verlaufende Areal ist gekennzeichnet durch rezente Erdbebenaktivität ($M_L > 6$ im 20. Jahrhundert), welche vor allem an transtensionale Bewegungen entlang von NNE-SSW streichenden sinistralen sowie untergeordnet dextralen WNW-ESE orientierten Störungen gekoppelt ist (Mader et al. 2021; Reicherter et al. 2008). Eine weitere seismisch aktive Zone stellt das Gebiet im äußersten Nordwesten Tschechiens dar, wo sich Egergraben und Leipzig-Regensburg Zone kreuzen. Neben den typischen Erdbebenschwärmen, die größtenteils aus der Migration von magmatischen Fluiden aus dem Mantel resultieren (Fischer et al. 2014), existieren in dieser Region auch tektonische Erdbeben. So konnte entlang der NNW-SSE streichenden Mariánské-Lázně-Störung in holozänen Sedimenten Erdbebenaktivität mit beachtlicher Intensität ($M_w > 6$) nachgewiesen werden (Štěpančíková et al. 2019). Die scheinbare seismische Inaktivität in und um das südliche bayerische Grundgebirge ist bemerkenswert, sie kann aber nicht als Beweis für das Fehlen von relativen und absoluten Bewegungen in diesem Bereich gewertet werden. In transeuropäischen, transalpinen und regionalen Studien, die vertikale und horizontale Bewegungen durch satellitengestützte Beobachtungen (GNSS) quantifizieren, erhält man für den Bayerischen Wald und das weitere Böhmisches Massiv Hebungsbeiträge von bis zu 1 mm/yr (Piña-Valdés et al. 2022; Pintori et al. 2022; Roštínský et al. 2024; Sánchez et al. 2018). Interessanterweise scheinen die vertikalen Bewegungen dort in Zusammenhang mit seismischer Aktivität zu stehen, wo die horizontalen Bewegungen von untergeordneter Bedeutung sind, darunter auch der Egergraben (Pintori et al. 2022). Das System der Rodl-, Kaplice- und Blanice-Störungen (RKB) zeigt auch heute aktive horizontale und vor allem vertikale Bewegungen (Roštínský et al. 2024). Das NNE-SSW gerichtete Störungssystem wird sinistral bewegt, wie dies unter N(W)-S(E) gerichteter Einengung zu erwarten ist, weiterhin ist die Hebung und Senkung von Blöcken innerhalb des Störungssystems messbar. Diese vertikalen Bewegungen an einer seismisch ruhigen Störungszone sind auch dahingehend interessant, da in Deutschland generell von einem erhöhten Reaktivierungspotential von Störungen mit einem Streichen in NW-SE- und NNE-SSW-Richtung auszugehen ist (Röckel et al. 2022), unabhängig von deren erkennbarer rezenter Aktivität oder momentaner Seismizität.

2 Methodik

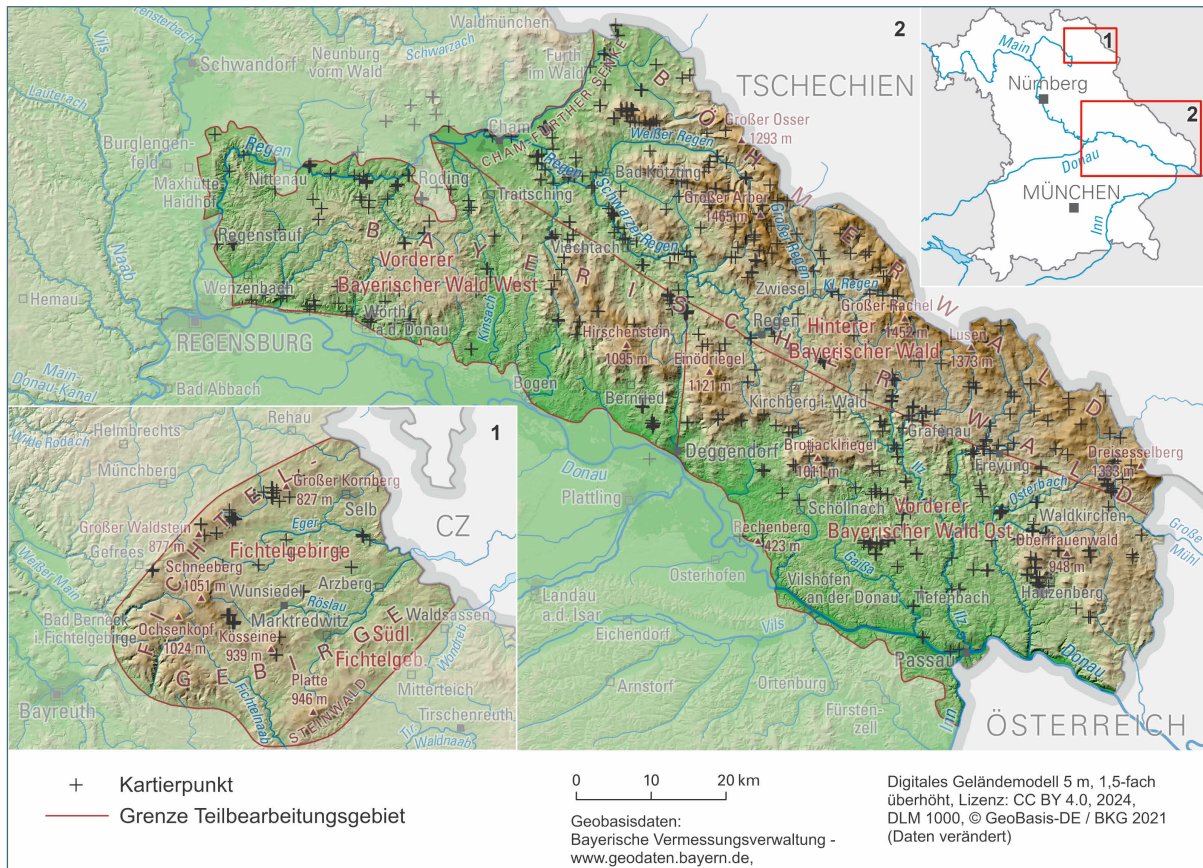


Abb. 1: Überblick der Bearbeitunggebiete im Bayerischen Wald und im Fichtelgebirge. Die Kreuze zeigen alle Messpunkte in den jeweiligen Gebieten. Die Trennung der Gebiete Vorderer Bayerischer Wald West und Ost liegt entlang des Kollbach-Tals nördlich von Deggendorf.

2.1 Feldarbeit

Im Rahmen des Projektes „**Strukturelle Geologie und Vulkanismus im bayerischen Grundgebirge**“ werden in der vorgenannten Region zahlreiche spröde tektonische Störungsflächen durch Strukturmessungen mit dem Geologenkompass erfasst, um den Stand des spröde tektonischen Strukturinventars zu verbessern. Der Bayerische Wald und das Fichtelgebirge stellen hier die ersten Zielgebiete für die Störungsbearbeitung dar. Um diese Gebiete flächenmäßig erschließen zu können, wurde das Gebiet in vier Teilgebiete aufgeteilt (Abb. 13).

- Vorderer Bayerischer Wald West
- Vorderer Bayerischer Wald Ost
- Hinterer Bayerischer Wald (einschließlich Hoher Bogen)
- Fichtelgebirge

Entsprechend dieser Einteilung werden anschließend auch die Ergebnisse der Bearbeitung der einzelnen Gebiete präsentiert.

Im Feld wurden die aufgenommenen Störungsdaten (Fallrichtung und -winkel, Bewegungsrichtung und -winkel, Schersinn) bereits digital auf einem Feldrechner erfasst. Neben den Störungsdaten wurde auch die Sicherheit der Bestimmung des Schersinns festgehalten. Auch die entsprechenden

Kinematikindikatoren wurden erfasst. Häufig sind die Störungsflächen mit Mineralen besetzt, welche ebenfalls in die Beschreibung der Fläche mit einfließen.

Im Aufschluss wurden eng beieinander liegende Störungsflächen als Datensätze in einem georeferenzierten Kartierpunkt erfasst. Die in den Störungsdatensätzen enthaltenen Koordinaten entsprechen der geographischen Position des jeweils zugehörigen Kartierpunktes. Die eingemessenen Störungsflächen liegen in der Regel in einem Umkreis von weniger als 10 Meter um den Kartierpunkt. Unter dem Link www.bestellen.bayern.de/shoplink/91130.htm ist eine Tabelle mit den Rohdatensätzen aller erfassten Störungen abrufbar.

2.2 Auswertung der Störungsdaten

Die aufgenommenen Messdaten wurden mit der strukturenologischen Software Orient (Vollmer 2015), einem Programm zur Analyse von Richtungsdaten, ausgewertet. Geologische Richtungsdaten, die auf den Störungsflächen gemessen wurden, sind Fallrichtung und -winkel (Dip Direction und Dip) der Fläche sowie Bewegungsrichtung und -winkel (Trend und Plunge) der Lineation (Harnischlineation). Letztere wurde durch die Bewegung des Gesteins entlang der Störungsfläche erzeugt und enthält daher häufig die Information über den Schersinn der Bewegung, der möglichst ebenfalls dokumentiert und beurteilt wurde.

Zur Veranschaulichung wurden diese Daten teilweise stereographisch projiziert, so dass die untere Hemisphäre im Schmidt'schen Netz zu sehen ist. Projiziert wurden die Flächengroßkreise und die Pole der Lineationen inklusive Richtungsvektoren. Der Richtungsvektor zeigt die Bewegung des Hangenden an.

2.2.1 Datenvorverarbeitung

Die während der Feldarbeit gesammelten Daten wurden zuerst als Gebietsdatensatz zusammengeführt, jeder Messung wurde eine eindeutige Identifikationsnummer zugewiesen, die Abweichungen bei der Lage von Flächen und Linearen ermittelt sowie jede Messung auf ihre Plausibilität geprüft. Zudem wurde allen Daten ein Winkel der inneren Reibung (ϕ) von 30° zugewiesen (Thatcher & Hill 1991). Liegen zusätzlich weitere Daten aus den jeweiligen Arbeitsgebieten vor, die nicht im Rahmen des aktuellen Projekts erhoben wurden, wurden diese teilweise den Datensätzen beigelegt.

Die Plausibilitätsprüfung war vor allem damit befasst, mögliche Tippfehler in den Zahlenquartetten (Fallrichtung und -winkel, Bewegungsrichtung und -winkel) festzustellen.

Es wurde für jedes Flächen-Linear-Paar mithilfe der Software Orient die Übereinstimmung der Messungen, respektive deren Abweichung ermittelt. Es zeigt sich, ob das gemessene Linear auch wirklich auf der Fläche liegt. Ist diese Abweichung zwischen Fläche und Linear größer als 10° , wurde hier ein Messpunkt als nicht verlässlich ausgeschieden. Für alle verbleibenden Messpunkte kann mit Orient eine Zusammenführung der Flächen- und Linearmessungen, das heißt eine Minimierung der Abweichung, durch Rotation durchgeführt werden. Hier wurde die Option gewählt, bei der das Linear auf die feststehende Fläche rotiert wird. Im gleichen Schritt ist es ebenfalls möglich für Flächen, bei denen kein Schersinn ermittelt wurde, einen für das Flächen-Linear-Paar möglichen Schersinn berechnen und nachtragen zu lassen. Dieser Berechnung kann jedoch nur eine von zwei Spannungsdomänen, einengend oder dehnend, zugrunde gelegt werden, um den Schersinn zu ermitteln. Im Programm wird die Dehnung angenommen. Diese Annahme ist unzureichend und die nachträglich bestimmten Schersinne sind somit nicht belastbar.

2.2.2 Datenzusammenstellung nach PBT-Achsen

Der Gesamtdatensatz des Projektes und auch der einzelnen Gebiete ist aufgrund der Vielzahl der erfassten Störungen unübersichtlich. Darum wurde für die weitere Auswertung aus den Datensätzen

abgeleitet, unter welchen Bedingungen die Störungsflächen angelegt wurden. Hierfür wird die Methode zur Umkehr der Störungsverschiebung („fault-slip inversion“) genutzt (Angelier 1984; Carey & Burnier 1974; Sperner & Zweigel 2010), um Flächen zu finden, die unter ähnlichen Spannungsfeldern bewegt wurden. Die Daten der Störungsflächen werden wie bereits beschrieben in ein Schmidt'sches Netz projiziert. Allerdings werden hierbei die Achsen der drei Hauptspannungsrichtungen dargestellt, die sich aus den gesammelten Daten ableiten lassen (Sperner et al. 1993; Turner 1953). Die Achsen sind die Druck-Achse P („compression“; σ_1), die intermediäre Achse B („neutral“; σ_2) und die Zug-Achse T („tension“; σ_3). Daher wird diese Herangehensweise auch als PBT-(Achsen-)Methode bezeichnet. Die Berechnung und die Darstellung der PBT-Achsen wird mit Orient ausgeführt (Vollmer 2015).

Orient bietet keine ausreichende Funktionalität um einen Datensatz in Störungen mit ähnlichen PBT-Achsen zu untergliedern („clustering“). Daher wurden die Datensätze der Arbeitsgebiete in kleinere Datensätze unterteilt, für die wiederum Flächen mit visuell ähnlichen PBT-Achsen in Domänen händisch zusammengestellt wurden. Zur Unterteilung der Gebietsdatensätze bietet es sich an, räumlich eng beieinander liegende Kartierpunkte zusammenzufassen, wie dies zum Beispiel bei Steinbrüchen der Fall ist. Die erstellten PBT-Domänen können mit Orient in den Datensätzen als zusätzliche Information gespeichert werden. Nun enthalten die einzelnen Datensätze ähnliche Domänen (also ähnlich ausgerichteten PBT-Achsen), die jedoch nicht mit identischen Domänen-Kennziffern versehen sind. Daher wurde anschließend die Zuordnung zu einer Domäne mit einer bestimmten Ausrichtung des Spannungsfeldes über alle unterteilten Datensätze hinweg vereinheitlicht. Die vereinheitlichten Domänen konnten dann auch in die Datensätze der Arbeitsgebiete aufgenommen werden, um weitere Analysen durchzuführen.

2.2.3 Variabilität der PBT-Domänen

Um festzustellen, ob sich das Auftreten der PBT-Domänen innerhalb der Arbeitsgebiete veränderlich zeigt, wurden erneut verschiedene Datensätze aus dem jeweiligen Gebietsdatensatz ausgegliedert. Dazu wurden die Arbeitsgebiete in kleinere geographische Räume unterteilt, zum Beispiel wurde das Auftreten verschiedener Lithologien oder Granitkörper genutzt, oder die Mineralisationen auf den Flächen. Für die Auswertung dieser Daten wurde die Darstellung in Balkendiagrammen gewählt, die das relative Auftreten der Domänen in den unterteilten Datensätzen zeigen. So werden Veränderungen zwischen den Unterteilungen leicht unterscheidbar dargestellt.

2.2.4 Lineamente

Ein Lineament als gerade oder leicht gekrümmt verlaufendes Element in der Geländeoberfläche kann die Ausgestaltung einer unterliegenden geologischen Ursache sein (O'Leary et al. 1976). Häufig sind es Störungen und Störungszonen, die als Lineamente in der Morphologie auftreten. Da für die hier vorliegende Bearbeitung des Grundgebirges im Bayerischen Wald und im Fichtelgebirge auch eine Lineamentanalyse vorliegt (Hahn 2024), bietet sich der Vergleich zwischen den gemessenen Störungen und den Lineamenten an, um aus dem lokalen Maßstab der Störungsmessung heraus auf größere Störungen zurückzuschließen. Zudem steht die Ausprägung der Lineamente als Teil der heutigen Landschaft auch in direktem Zusammenhang mit der rezenten Tektonik und dem zugrundeliegenden Spannungsfeld (Eberts et al. 2021; Eberts 2022; Hofmann 1962; Zeitlhöfler 2007). Ein großräumiger Vergleich von Lineamenten und Störungsmessungen kann daher helfen, den landschaftsformenden und rezent bedeutenden Spannungsfeldern sowie aktiven Störungen nachzuspüren.

2.2.5 Relative Altersabfolge

Unter den aufgenommenen Störungsflächen finden sich auch solche, die relative Altersbeziehungen anzeigen. Zum einen gibt es Störungsflächen, die sich in solcher Art schneiden, dass die ältere Fläche durch die jüngere versetzt wird. Zum anderen gibt es Störungsflächen auf denen mehrere Harnischlineationen beobachtet werden können. Die wiederholte Bewegung auf einer Störungsfläche zeigt die

Reaktivierung der selbigen an. Da alle Flächen bereits in PBT-Domänen eingeordnet wurden, lässt sich durch die beschriebenen relativen Altersbeziehungen auch eine relative Abfolge der Spannungsfelder ableiten. Angelier (1991) hat für verschiedene Altersbeziehungen die Verwendung einer Altersmatrix beschrieben. In die Zeilen und Spalten der Matrix werden die Komponenten (Ereignisse) der Altersbeziehungen von oben nach unten, respektive von links nach rechts, in der gleichen Reihenfolge eingetragen. Die Zellen der Matrix werden so befüllt, dass in jeweils einer Zeile mit einer älteren Komponente in die jeweilige Spalte mit einer der jüngeren Komponenten die beobachtete Anzahl an Altersbeziehungen eingetragen wird. Die Matrix-Diagonale sollte frei bleiben. Unter der Diagonale liegen Altersbeziehungen die mit einer logischen Abfolge inkompatibel sind. Über der Diagonale liegen kompatible Altersbeziehungen. Die Reihenfolge der Komponenten wird nun verändert, damit die Summe der Ereignisse im kompatiblen Bereich der Matrix möglichst groß wird. Die beobachteten relativen Abfolgen der PBT-Domänen wurden in eine solche Altersmatrix eingetragen und diese Matrix händisch oder automatisch, von einem Python-Programm, iterativ optimiert (Angelier 1991).

Das Python-Programm kann zwei verschiedene Lösungen ausgeben. Zum einen wird die von Angelier (1991) vorgeschlagene Funktion ausgeführt, bei der die Summe der Zellen im kompatiblen Bereich maximal wird. Zum anderen wird auch eine Funktion angeboten, bei der die Spalten und Reihen so lange umgeordnet werden, bis die Summen jeweils von links nach rechts und von unten nach oben ansteigen. In dieser Funktion ist die Symmetrie der Matrix nicht länger Bedingung, die Unterscheidung nach kompatibel und inkompatibel nicht möglich, daher ist die Beziehung zweier Komponenten nicht länger unidirektional. Das heißt, Altersbeziehungen innerhalb einer Komponente (ehemals Matrix-Diagonale) sind möglich und Reaktivierungen innerhalb eines Komponenten-Paares werden erlaubt, oder anders ausgedrückt, ein Ereignis kann sich über die Zeit hinweg wiederholen. Weiterhin ist es so, dass an den Zeilen die Reihenfolge der älteren Ereignisse und an den Spalten die Reihenfolge der jüngeren Ereignisse abgelesen werden kann.

2.2.6 Paläospannungsfelder

Mit Hilfe der PBT-Methode wurden verschiedene Spannungsregime identifiziert. Die Gesamtheit der Störungen mit ihren Raumlagen und ihren Bewegungsrichtungen zeichnen die Veränderungen des Spannungsregimes über geologische Zeiträume hinweg auf. Die unterschiedenen PBT-Domänen wurden den bereits bekannten Paläospannungsfeldern zugeteilt, um einen Einblick in die mögliche tektonische Entwicklung des Bayerischen Waldes zu erhalten.

Literaturverzeichnis

- Adamovič, J. & Coubal, M. (1999): Intrusive Geometries and Cenozoic Stress History of the Northern Part of the Bohemian Massif. – *GEOLINES*, 9: 5–14.
- Adamovič, J. & Coubal, M. (2009): Time succession of Cenozoic stress fields in the northern part of the Bohemian Massif. In: Röhling, H.-G.; Linnemann, U. & Lange, J.-M. [Hrsg.]: *GeoDresden 2009 - Geologie der Böhmisches Masse. Regionale und angewandte Geowissenschaften in Mitteleuropa*. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 63: 269, Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, GeoDresden.
- Ahlers, S.; Röckel, L.; Hergert, T.; Reiter, K.; Heidbach, O.; Henk, A.; Müller, B.; Morawietz, S.; Scheck-Wenderoth, M. & Anikiev, D. (2022): The crustal stress field of Germany: a refined prediction. – *Geothermal Energy*, 10: 1–32.
- Andreas, D. (2013): Der Thüringer Wald im Zeitraum der Stefan-Unterperm-Entwicklung - ein Abschnitt der Zentraleuropäischen N-S-Riftzone innerhalb des Mitteleuropäischen Großschollenscharniers. – Dissertation: 181 S., Technische Universität Bergakademie Freiberg, Freiberg.

- Angelier, J. (1984): Tectonic analysis of fault slip data sets. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89 (B7): 5835–5848.
- Angelier, J. (1991): Analyse chronologique matricielle et succession régionale des événements tectoniques. – *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série II, Mécanique, physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 312: 1633–1638.
- Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. 4. Auflage: 329 S., München.
- Behr, H. J. (1992): Lineare Krustenstrukturen im Umfeld der KTB-Lokation. In: Projektleitung Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung [Hrsg.]: KTB Report 92-3: Ergebnisse geowissenschaftlicher Umfelduntersuchungen: 3–82, Hannover.
- Bergerat, F. & Geysant, J. (1982): Tectonique cassante et champ de contraintes tertiaire en avant des Alpes orientales: le Jura souabe. – *International Journal of Earth Sciences*, 71 (2): 537–548.
- Bergerat, F. & Geysant, J. (1983): Fracturation tertiaire et évolution des contraintes en Bavière orientale: le Jura franconien et la forêt bavaroise (R.F.A.). – *Geologische Rundschau*, 72 (3): 935–953.
- Brandmayr, M.; Dallmeyer, R. D.; Handler, R. & Wallbrecher, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. – *Tectonophysics*, 248 (1-2): 97–116.
- Brockamp, O. & Zuther, M. (1985): K/Ar-Datierungen zur Alterseinstufung lagerstättenbildender Prozesse. – *Die Naturwissenschaften*, 72 (3): 141–143.
- Büttner, S. H. (2007): Late Variscan stress-field rotation initiating escape tectonics in the southwestern Bohemian Massif: a far field response to late-orogenic extension. – *Journal of Geosciences*, 52: 29–43.
- Carey, E. & Burnier, B. (1974): Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. – *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences. Série D, Sciences naturelles*, 279: 891–894.
- Carl, C. & Dill, H. (1984): U/Pb-Datierungen an Pechblenden aus dem Nabburg-Wölsendorfer Flußspatrevier. – *Geologisches Jahrbuch*, D 63: 59–76.
- Carl, C. & Dill, H. (1985): Age of secondary uranium mineralizations in the basement rocks of northeastern Bavaria, F.R.G. – *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 52 (3-4): 295–316.
- Chen, F. & Siebel, W. (2004): Zircon and titanite geochronology of the Fürstenstein granite massif, Bavarian Forest, NW Bohemian Massif: Pulses of the late Variscan magmatic activity. – *European Journal of Mineralogy*, 16 (5): 777–788.
- Coyle, D. A. & Wagner, G. A. (1994): Fission-track investigations on sphene from the KTB Deep Drilling Project (Germany): Post-Permian cooling history and in situ annealing. In: Project Management of the Continental Deep Drilling Programme of the Federal Republic of Germany in the Geological Survey of Lower Saxony [Hrsg.]: KTB Report 94-2: Contributions to the 7. Annual KTB-Colloquium Geoscientific results: A 63–A 70, Hannover.
- Coyle, D. A.; Wagner, G. A.; Hejl, E.; Brown, R. & Van den haute, P. (1997): The Cretaceous and younger thermal history of the KTB site (Germany): apatite fission-track data from the Vorbohrung. – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 203–209.

- Dèzes, P.; Schmid, S. M. & Ziegler, P. A. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. – *Tectonophysics*, 389 (1-2): 1–33.
- Dill, H. G.; Hansen, B. T. & Weber, B. (2011): REE contents, REE minerals and Sm/Nd isotopes of granite- and unconformity-related fluorite mineralization at the western edge of the Bohemian Massif: With special reference to the Nabburg-Wölsendorf District, SE Germany. – *Ore Geology Reviews*, 40 (1): 132–148.
- Dörr, W. & Zulauf, G. (2010): Elevator tectonics and orogenic collapse of a Tibetan-style plateau in the European Variscides: the role of the Bohemian shear zone. – *International Journal of Earth Sciences*, 99 (2): 299–325.
- Dörr, W.; Zulauf, G.; Fiala, J.; Franke, W. & Vejnar, Z. (2002): Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá–Barrandian unit—a correlation of U–Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). – *Tectonophysics*, 352 (1-2): 65–85.
- Eberts, A. (2022): Structural inventory and tectonic activity of the western Bohemian Massif and the adjacent Franconian Basin: new insights from lineament analysis and tectonic geomorphology. – Dissertation: 196 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.
- Eberts, A.; Fazlikhani, H.; Bauer, W.; Stollhofen, H.; de Wall, H. & Gabriel, G. (2021): Late to post-Variscan basement segmentation and differential exhumation along the SW Bohemian Massif, central Europe. – *Solid Earth*, 12 (10): 2277–2301.
- Fazlikhani, H.; Bauer, W. & Stollhofen, H. (2022): Variscan structures and their control on latest to post-Variscan basin architecture: insights from the westernmost Bohemian Massif and southeastern Germany. – *Solid Earth*, 13 (2): 393–416.
- Fiala, J.; Fuchs, G. & Wendt, J. I. (1995): Moldanubian Zone - Stratigraphy. In: Dallmeyer, R. D.; Franke, W. & Weber, K. [Hrsg.]: *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. – IGCP-Project 233: 417–428.
- Finger, F.; Gerdes, A.; Janoušek, V.; René, M. & Riegler, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. – *Journal of Geosciences*, 52: 9–28.
- Finger, F.; Gerdes, A.; René Miloš & Riegler, G. (2009): The Saxo-Danubian Granite Belt: magmatic response to post-collisional delamination of mantle lithosphere below the southwestern sector of the Bohemian Massif. – *Geologica Carpathica*, 60 (3): 205–212.
- Fischer, T.; Horálek, J.; Hrubcová, P.; Vavryčuk, V.; Bräuer, K. & Kämpf, H. (2014): Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review. – *Tectonophysics*, 611: 1–27.
- Förster, H.-J.; Rhede, D. & Hecht, L. (2008): Chemical composition of radioactive accessory minerals: implications for the evolution, alteration, age, and uranium fertility of the Fichtelgebirge granites (NE Bavaria, Germany). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, 185 (2): 161–182.
- Franke, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W.; Haak, V.; Oncken, O. & Tanner, D. [Hrsg.]: *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. – Geological Society Special Publication, 179: 35–61, The Geological Society of London.
- Franke, W.; Cocks, L. R. M. & Torsvik, T. H. (2017): The Palaeozoic Variscan oceans revisited. – *Gondwana Research*, 48: 257–284.

- Fuchs, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 119: 45–61.
- Galadí-Enríquez, E.; Dörr, W.; Zulauf, G.; Galindo-Zaldívar, J.; Heidelbach, F. & Rohrmüller, J. (2010): Variscan deformation phases in the southwestern Bohemian Massif: new constraints from sheared granitoids. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 161 (1): 1–23.
- Gerdes, A.; Wörner, G. & Henk, A. (2000): Post-collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. – *Journal of the Geological Society, London*, 157 (3): 577–587.
- GLA siehe Bayerisches Geologisches Landesamt
- Hahn, T. (2024): Lineamentanalyse im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 113–126, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Hejl, E.; Coyle, D.; Lal, N.; Van den Haute, P. & Wagner, G. A. (1997): Fission-track dating of the western border of the Bohemian massif: thermochronology and tectonic implications. – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 210–219.
- Hofmann, R. (1962): Die Tektonik des Bayerischen Pfahls. – *International Journal of Earth Sciences*, 52 (1): 332–346.
- Horn, P.; Köhler, H. & Müller-Sohnius, D. (1986): Rb–Sr-Isotopengeochemie hydrothermaler Quarze des Bayerischen Pfahles und eines Flusspat–Schwerspat-Ganges von Nabburg–Wölsendorf/Bundesrepublik Deutschland. – *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 58 (3): 259–272.
- Kalt, A.; Berger, A. & Blümel, P. (1999): Metamorphic Evolution of Cordierite-Bearing Migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). – *Journal of Petrology*, 40 (4): 601–627.
- Kalt, A.; Corfu, F. & Wijbrans, J. R. (2000): Time calibration of a P–T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138 (2): 143–163.
- Kirchner, F. & Albert, R. (2020): New detrital zircon age data reveal the location of the Rhenic suture in the Mid-German Crystalline Zone (Spessart and Odenwald Crystalline Complexes). – *International Journal of Earth Sciences*, 109 (7): 2287–2305.
- Kley, J. & Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. – *Geology*, 36 (11): 839–842.
- Köhler, S.; Duschl, F.; Fazlikhani, H.; Koehn, D.; Stephan, T. & Stollhofen, H. (2022): Reconstruction of cyclic Mesozoic–Cenozoic stress development in SE Germany using fault-slip and stylolite inversion. – *Geological Magazine*, 159 (11-12): 2323–2345.
- Kroner, U.; Hahn, T.; Romer, R. L. & Linnemann, U. (2007): The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone—Heterogeneous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust. In: Linnemann, U.; Nance, R. D.; Kraft, P. & Zulauf, G. [Hrsg.]: *The Evolution of the Rhenic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. – *Geological Society of America Special Paper*, 423: 153–172.
- Kroner, U.; Mansy, J.-L.; Mazur, S.; Aleksandrowski, P.; Hann, H. P.; Huckriede, H.; Lacquement, F.; Lamarche, J.; Ledru, P.; Pharaoh, T. C.; Zedler, H.; Zeh, A. & Zulauf, G. (2008): Variscan Tectonics. In: McCann, T. [Hrsg.]: *The Geology of Central Europe. Volume 1: Precambrian and Palaeozoic*: 599–664, The Geological Society of London.

- Kroner, U. & Romer, R. L. (2013): Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – *Gondwana Research*, 24 (1): 298–329.
- Leipziger, K. (1986): Untersuchungen zur Raumschaffung der Mineralisationen im Wölsendorfer Flußspatrevier. – Dissertation: 183 S., Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Mainz.
- Lippolt, H. J.; Mertz, D. F. & Ziehr, H. (1985): The late Permian Rb-Sr age of a K-feldspar from the Wölsendorf mineralization (Oberpfalz, FR Germany). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*: 49–57.
- Mader, S.; Ritter, J. R. R.; Reicherter, K. & the AlpArray Working Group (2021): Seismicity and seismotectonics of the Albstadt Shear Zone in the northern Alpine foreland. – *Solid Earth*, 12 (6): 1389–1409.
- Mattern, F. (1995a): Late Carboniferous to early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in eastern Bavaria. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Jg. 1993 Heft 9/10*: 1471–1490.
- Mattern, F. (1995b): The fault(s) of the „Fränkische Linie“ (NE Bavaria), interpreted as a Rotliegend sinistral extensional strike-slip duplex. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Jg. 1993 Heft 9/10*: 1491–1504.
- Megerssa, L.; Verner, K.; Buriánek, D.; Pour, O.; Tomek, F.; Schiller, D. & Martínek, K. (2023): The late-Variscan high-temperature collisional episode in the southwestern Moldanubian Zone (Bohemian Massif). – *International Journal of Earth Sciences*, 112 (2): 631–658.
- Michon, L. & Merle, O. (2005): Discussion on “Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere” by P. Dèzes, S.M. Schmid and P.A. Ziegler, *Tectonophysics* 389 (2004) 1–33. – *Tectonophysics*, 401 (3-4): 251–256.
- Müller, M. (1994): Neue Vorstellungen zur Entwicklung des Nordostbayerischen Permokarbon-Trogs aufgrund reflexionsseismischer Messungen in der Mittleren Oberpfalz. – *Geologische Blätter für Nordost-Bayern*, 44: 195–224.
- O’Leary, D. W.; Friedman, J. D. & Pohn, H. A. (1976): Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. – *Geological Society of America Bulletin*, 87 (10): 1463–1469.
- Oncken, O. (1997): Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 2–20.
- Peřestý, V.; Lexa, O.; Holder, R.; Jeřábek, P.; Racek, M.; Štípská, P.; Schulmann, K. & Hacker, B. (2017): Metamorphic inheritance of Rheic passive margin evolution and its early-Variscan overprint in the Teplá-Barrandian Unit, Bohemian Massif. – *Journal of Metamorphic Geology*, 35 (3): 327–355.
- Peterek, A.; Rauche, H.; Schröder, B.; Franzke, H.-J.; Bankwitz, P. & Bankwitz, E. (1997): The late- and post-Variscan tectonic evolution of the Western Border fault zone of the Bohemian massif (WBZ). – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 191–202.
- Peterek, A. & Schröder, B. (1997): Neogene fault activity and morphogenesis in the basement area north of the KTB drill site (Fichtelgebirge and Steinwald). – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 185–190.
- Pfänder, J. A.; Jung, S.; Klügel, A.; Münker, C.; Romer, R. L.; Sperner, B. & Rohrmüller, J. (2018): Recurrent Local Melting of Metasomatized Lithospheric Mantle in Response to Continental Rifting: Constraints from Basanites and Nephelinites/Melilitites from SE Germany. – *Journal of Petrology*, 59 (4): 667–694.
- Piña-Valdés, J.; Socquet, A.; Beauval, C.; Doin, M.-P.; D’Agostino, N. & Shen, Z.-K. (2022): 3D GNSS Velocity Field Sheds Light on the Deformation Mechanisms in Europe: Effects of the Vertical

- Crustal Motion on the Distribution of Seismicity. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127 (6): e2021JB023451.
- Pintori, F.; Serpelloni, E. & Gualandi, A. (2022): Common-mode signals and vertical velocities in the greater Alpine area from GNSS data. – *Solid Earth*, 13 (10): 1541–1567.
- Ravidà, D. C. G.; Caracciolo, L.; Henares, S.; Janßen, M. & Stollhofen, H. (2022): Drainage and environmental evolution across the Permo–Triassic boundary in the south-east Germanic Basin (north-east Bavaria). – *Sedimentology*, 69 (2): 501–536.
- Reicherter, K.; Froitzheim, N.; Jarosiński, M.; Badura, J.; Franzke, H.-J.; Hansen, M.; Hübscher, C.; Müller, R.; Poprawa, P.; Reinecker, J.; Stackebrandt, W.; Voigt, T.; von Eynatten, H. & Zuchiewicz, W. (2008): Alpine tectonics north of the Alps. In: McCann, T. [Hrsg.]: *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic: 1233–1285*, The Geological Society of London.
- Reiter, K.; Heidbach, O.; Reinecker, J.; Müller, B. & Röckel, T. (2015): Spannungskarte Deutschland 2015. – *Erdöl Erdgas Kohle*, 131 (11): 437–442.
- Röckel, L.; Ahlers, S.; Müller, B.; Reiter, K.; Heidbach, O.; Henk, A.; Hergert, T. & Schilling, F. (2022): The analysis of slip tendency of major tectonic faults in Germany. – *Solid Earth*, 13 (6): 1087–1105.
- Roštfínský, P.; Pospíšil, L.; Švábenský, O.; Melnyk, A. & Nováková, E. (2024): Recent Reactivation of Variscan Tectonic Zones: A Case of Rodl-Kaplice-Blanice Fault System (Bohemian Massif, Austria/Czech Republic). – *Surveys in Geophysics*, 45 (3): 609–661.
- Sánchez, L.; Völksen, C.; Sokolov, A.; Arenz, H. & Seitz, F. (2018): Present-day surface deformation of the Alpine region inferred from geodetic techniques. – *Earth System Science Data*, 10 (3): 1503–1526.
- Scheck-Wenderoth, M.; Krzywiec, P.; Zühlke, R.; Maystrenko, Y. & Froitzheim, N. (2008): Permian to Cretaceous tectonics. In: McCann, T. [Hrsg.]: *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic: 999–1030*, The Geological Society of London.
- Schröder, B.; Ahrendt, H.; Peterek, A. & Wemmer, K. (1997): Post-Variscan sedimentary record of the SW margin of the Bohemian massif: a review. – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 178–184.
- Siebel, W.; Blaha, U.; Chen, F. & Rohrmüller, J. (2005): Geochronology and geochemistry of a dyke–host rock association and implications for the formation of the Bavarian Pfahl shear zone, Bohemian Massif. – *International Journal of Earth Sciences*, 94 (1): 8–23.
- Siebel, W.; Chen, F. & Satir, M. (2003): Late-Variscan magmatism revisited: new implications from Pb–evaporation zircon ages on the emplacement of redwitzites and granites in NE Bavaria. – *International Journal of Earth Sciences*, 92 (1): 36–53.
- Siebel, W.; Eroğlu, S.; Shang, C. K. & Rohrmüller, J. (2012): Zircon geochronology, elemental and Sr–Nd isotope geochemistry of two Variscan granitoids from the Odenwald-Spessart crystalline complex (mid-German crystalline rise). – *Mineralogy and Petrology*, 105 (3-4): 187–200.
- Siebel, W.; Hann, H. P.; Danišák, M.; Shang, C. K.; Berthold, C.; Rohrmüller, J.; Wemmer, K. & Evans, N. J. (2010a): Age constraints on faulting and fault reactivation: a multi-chronological approach. – *International Journal of Earth Sciences*, 99 (6): 1187–1197.
- Siebel, W.; Shang, C. K. & Presser, V. (2010b): Permo-Carboniferous magmatism in the Fichtelgebirge: dating the youngest intrusive pulse by U–Pb, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 38 (2-3): 85–98.
- Siebel, W.; Shang, C. K.; Reitter, E.; Rohrmüller, J. & Breiter, K. (2008): Two Distinctive Granite Suites in the SW Bohemian Massif and their Record of Emplacement: Constraints from Geochemistry and Zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Chronology. – *Journal of Petrology*, 49 (10): 1853–1872.

- Sperner, B.; Ratschbacher, L. & Ott, R. (1993): Fault-striae analysis: A turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. – *Computers & Geosciences*, 19 (9): 1361–1388.
- Sperner, B. & Zweigel, P. (2010): A plea for more caution in fault–slip analysis. – *Tectonophysics*, 482 (1-4): 29–41.
- Štěpančíková, P.; Fischer, T.; Stemberk jr., J.; Nováková, L.; Hartvich, F. & Figueiredo, P. M. (2019): Active tectonics in the Cheb Basin: youngest documented Holocene surface faulting in Central Europe? – *Geomorphology*, 327: 472–488.
- Stephan, T.; Kroner, U.; Hahn, T.; Hallas, P. & Heuse, T. (2016): Fold/cleavage relationships as indicator for late Variscan sinistral transpression at the Rheno-Hercynian–Saxo-Thuringian boundary zone, Central European Variscides. – *Tectonophysics*, 681: 250–262.
- Stettner, G. (1992): *Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz. Einführung und Exkursion: 240 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.*
- Thatcher, W. & Hill, D. P. (1991): Fault orientations in extensional and conjugate strike-slip environments and their implications. – *Geology*, 19 (11): 1116–1120.
- Turner, F. J. (1953): Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. – *American Journal of Science*, 251 (4): 276–298.
- Vamvaka, A.; Siebel, W.; Chen, F. & Rohrmüller, J. (2014): Apatite fission-track dating and low-temperature history of the Bavarian Forest (southern Bohemian Massif). – *International Journal of Earth Sciences*, 103 (1): 103–119.
- Voigt, T.; Kley, J. & Voigt, S. (2021): Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. – *Solid Earth*, 12 (6): 1443–1471.
- Vollmer, F. W. (2015): Orient 3: a new integrated software program for orientation data analysis, kinematic analysis, spherical projections, and Schmidt plots. – *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 47 (7): 49.
- Wallbrecher, E.; Dallmeyer, R. D.; Brandmayr, M.; Handler, R.; Maderbacher, F. & Platzer, R. (1991): Kinematik und Alter der Blattverschiebungszonen in der südlichen Böhmisches Masse. In: *Geologische Bundesanstalt [Hrsg.]: Geologie am Ostrand der böhmischen Masse in Niederösterreich. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991: 35–48, Wien.*
- Zeh, A. & Will, T. M. (2010): The Mid-German Crystalline Zone. In: *Linnemann, U. & Romer, R. L. [Hrsg.]: Pre-Mesozoic geology of Saxo-Thuringia: From the Cadomian active margin to the Variscan Orogen: 195–220.*
- Zeitlhöfler, M. (2007): *Brittle Petrofabrics in the Central Bavarian Forest (SE Germany). – Dissertation: 249 S., Ludwig-Maximilians-Universität München, München.*
- Ziegler, P. A. (1992): European Cenozoic rift system. – *Tectonophysics*, 208 (1-3): 91–111.
- Ziegler, P. A. & Dèzes, P. (2007): Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. – *Global and Planetary Change*, 58 (1-4): 237–269.
- Zulauf, G. (1993): Brittle deformation events at the western border of the Bohemian Massif (Germany). – *Geologische Rundschau*, 82 (3): 489–504.

Bildrechte

LfU: Abb. 1

Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im westlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes

Sophia Methner & Bastian Wauschkuhn

1.2	Geologie	145
2	Methodik	147
3	Ergebnisse	148
3.1	Vergleich Lineamente und Störungen	149
3.2	PBT-Domänen und Spannungsfelder	151
3.3	Geochronologie	155
4	Diskussion	156
4.1	Lineamente versus Störungen	156
4.2	Zeitliche Einordnung von Störungen und Spannungsfeldern	156
5	Fazit	161

1 Einführung

1.1 Geographie

Das Arbeitsgebiet, das den Namen westlicher Vorderer Bayerischer Wald (wVBW) trägt, umfasst neben dem Westteil des Vorderen Bayerischen Waldes im eigentlichen Sinne das Gebiet des Regensburger Waldes sowie Teile der Bodenwöhrer Senke (Abb. 1, Abb. 2). Es verläuft in einem NW-SE streichenden Streifen, dessen nordwestliche Grenze sich von Regensburg nach Schwandorf zieht, während sie im Südosten und Osten durch eine gedachte Linie von Deggendorf bis an die nördliche Grenze des Vorderen Bayerischen Waldes markiert wird.

In Bezug auf weitere geographische Aspekte ist das Gebiet durch seine Mittelgebirgslandschaft gekennzeichnet, die von bewaldeten Hügeln, Tälern und kleinen Flüssen geprägt ist. Die Höhenlage variiert, wobei einige Gipfel eine Höhe von über 1.000 m erreichen. Die höchste Erhebung innerhalb des Arbeitsgebietes ist der Hirschenstein mit einer Höhe von 1.095 m über Normalhöhennull (NHN), während der tiefste Punkt mit einer Höhe von etwa 310 m NHN im Donautal bei Deggendorf zu verorten ist.

Morphologisch wird das Gebiet von einem NW-SE verlaufenden Höhenzug durchzogen, der im Raum Steinach-Stallwang-Schorndorf von einem breiten NNW-SSE verlaufenden Tal nahezu vollständig zergliedert wird. Im Süden laufen die Gebirgszüge in Richtung des Donautals aus. Im Westen und Norden in Richtung des Tals des Regens. Im Norden ist ein Übergang in die Bodenwöhrer Senke zu beobachten.

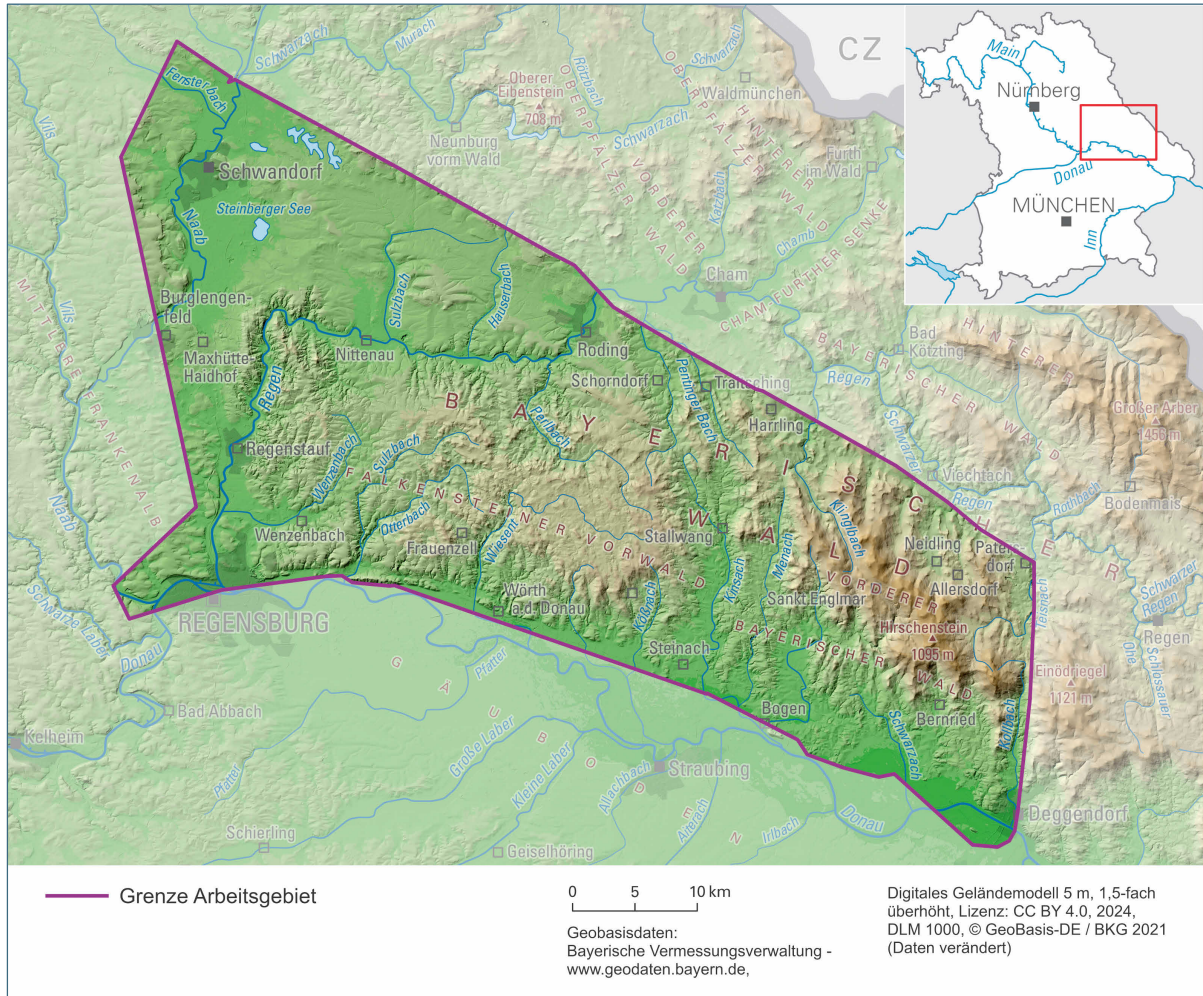


Abb. 1: Geographische Übersicht des Arbeitsgebietes (violett markiert) und seiner Umgebung.

1.2 Geologie

Das kristalline Grundgebirge setzt sich im Arbeitsgebiet (Abb. 2) in weiten Teilen aus metamorphen Gesteinseinheiten zusammen, die dem Moldanubikum sensu stricto (s. str.) zuzuordnen sind. Diese Einheiten umfassen mit ihren sedimentären und magmatischen Protolithen sowohl Gesteine der „Bunten Gruppe“ als auch der „Monotonen Gruppe“. Lithologisch dominieren hochgradig metamorphe Gneise und Diatexite, insbesondere im östlichen Teil des Arbeitsgebietes, oft in Verbindung mit flächenhaft auftretenden Graniten und Granodioriten. In die Metamorphite eingeschaltet finden sich variszische Intrusiva, wie der Mettener Pluton im äußersten Südosten des Gebietes oder der Regensburger-Wald-Pluton im Westen. In westlicher und nordwestlicher Richtung schließen sich jenseits des Regens die postvariszischen Einheiten des Deckgebirges an, die sich von Regensburg über Schwandorf erstrecken, wo sie in die Bodenwöhrer Senke übergehen und über Nittenau bis in den Raum Roding aufgeschlossen sind. Känozoische Sedimente finden sich insbesondere in den Tälern von Donau, Naab, Regen und Sulzbach sowie in den Talungen kleinerer Zuflüsse.

Die dominierenden tektonischen Strukturen sind der Bayerische Pfahl und der Donaurandbruch. Letzterer beschreibt den Teil der Donau-Störung, der zwischen Regensburg und Hengersberg als deutlich erkennbare Geländekante in Erscheinung tritt (GLA 1996; Beilage 8). Beide Störungszonen streichen (W)NW-(E)SE. Der Bayerische Pfahl trennt das Arbeitsgebiet in nordöstlicher Richtung vom Naabgebirge sowie vom Hinteren Oberpfälzer Wald und vom Hinteren Bayerischen Wald ab. Die NNW-SSE streichende Rattenberg-Störung (Eberts 2022), die sich durch auftretende Tektonite bis auf die Höhe

der Ortslage Sankt Englmar verfolgen lässt, zweigt nordwestlich von Harrling vom Bayerischen Pfahl ab. Der Donaurandbruch, der den Übergang vom Grundgebirge zum Molassebecken markiert, grenzt das Arbeitsgebiet in südwestlicher Richtung vom Dungau ab (GLA 1996; Zeitlhöfler et al. 2015).

Weitere kleinere Störungssysteme verlaufen parallel zum Bayerischen Pfahl und zum Donaurandbruch und bilden wie im Raum Neidling gemeinsam mit NNE-SSW verlaufenden Störungen rautenförmige Blöcke (Abb. 2). Lithologisch sind die Zonen tektonischer Beanspruchung durch das Auftreten von Kataklastiten und Myloniten gekennzeichnet, in die teils brecciierte Mineralgänge eingeschaltet sein können.

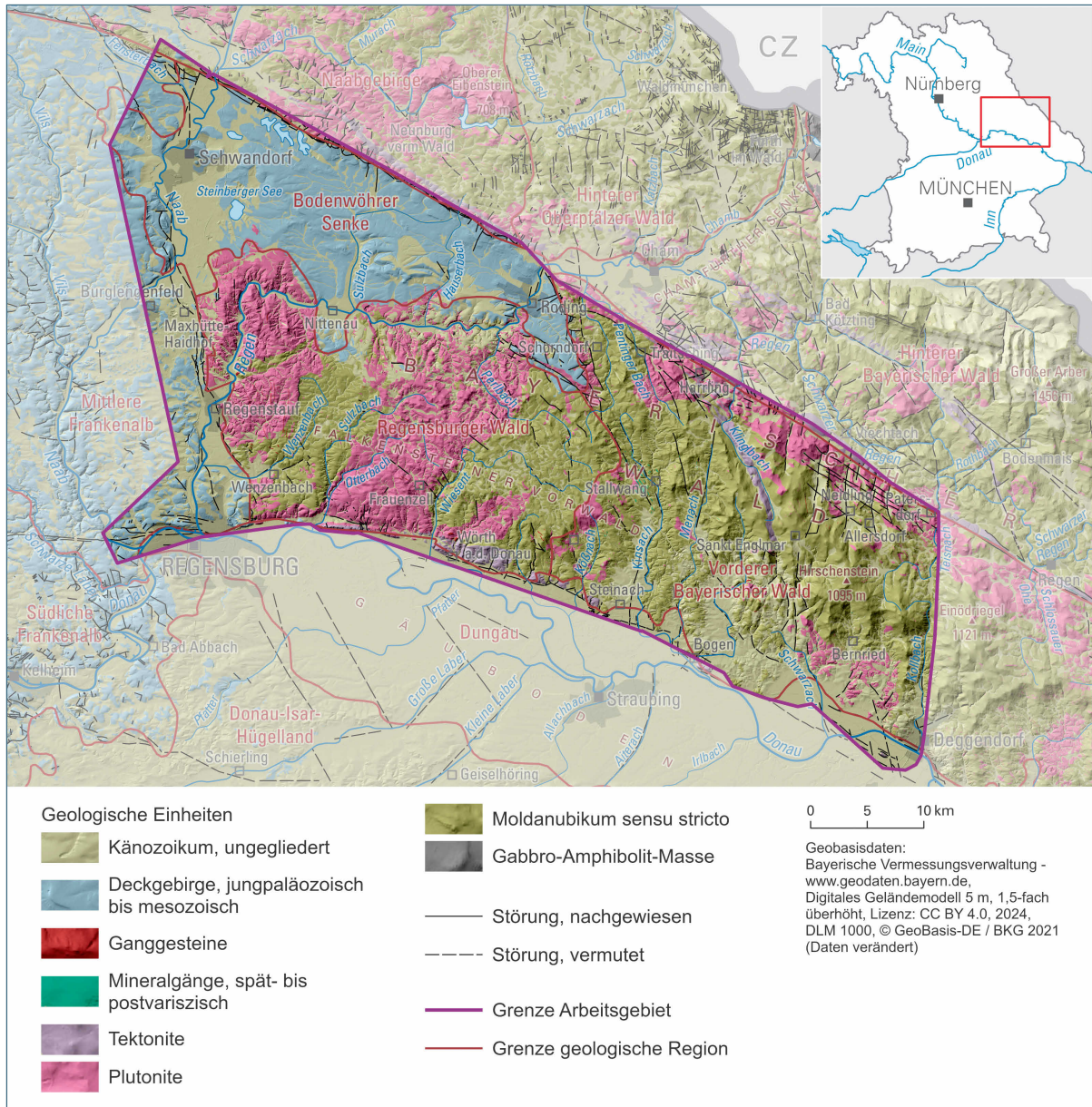


Abb. 2: Geologische Übersicht des Arbeitsgebietes und seiner Umgebung sowie wesentlicher geologischer Raumeinheiten; zur vereinfachten Darstellung wurden auf Grundlage der digitalen Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25, LfU 2024) Einheiten zusammengefasst; weiterhin sind auf der dGK25 enthaltene, nachgewiesene und vermutete Störungen gezeigt, die innerhalb des Arbeitsgebietes liegen.

Neben den genannten Mineralgängen in der unmittelbaren Umgebung der großen Störungszonen, sind im Gebiet mehrere Vorkommen mineralisierter oder magmatischer Gänge belegt. Ihr Verlauf entspricht meist dem Streichen größerer Störungszonen. So findet sich häufig, wie in den magmatischen

Gängen um Allersdorf, westlich von Auenzell oder westlich von Frauenzell, das (W)NW-(E)SE-Streichen des Bayerischen Pfahls und des Donaurandbruchs wieder.

Daneben existieren magmatische Ganggesteine, unter anderem Rhyolithe und Pegmatite, die N-S streichen, wie etwa im Gebiet um Regenstauf. Damit verlaufen sie etwa parallel zur benachbarten NNW-SSE streichenden Keilberg-Störung, die das Grundgebirge nach Westen gegen mesozoische und känozoische Sedimentgesteine begrenzt und damit die westliche Grenze der Böhmisches Großscholle gegen die Süddeutsche Großscholle bildet. In nördliche Richtung setzt sich die Keilberg-Störung als Naabtal-Störung fort (Bauberger & Cramer 1961; GLA 1996). Zwischen Roding und Stallwang liegt die (N)NW-(S)SE streichende Stallwang-Störung (Eberts 2022), sie verläuft parallel zur Rattenberg-Störung und wird im Raum Stallwang von Mineralgängen begleitet, die ein gleiches Streichen zeigen. Nordöstlich von Wörth an der Donau treten vereinzelt NE-SW streichende, spät- bis postvariszische (GLA 1996), magmatische Gänge auf, deren Verlauf nicht direkt mit einer bekannten Störungszone in Verbindung gebracht werden kann.

2 Methodik

Im vorgestellten Arbeitsgebiet wurde die Raumlage von Störungsflächen und der darauf vorgefundenen Harnischlineare eingemessen, es wurde ebenfalls, wenn möglich, die Kinematik der Bewegung ermittelt (Kürschner & Schwenk 2024). Die Störungsmessungen wurden anschließend weiter ausgewertet, um eine Korrelation mit bekannten Paläospannungsfeldern zu ermöglichen. Eine detaillierte Beschreibung der Vorgehensweise, insbesondere der Auswertung von Störungsdaten mittels PBT-Analyse ist Kürschner & Schwenk (2024) zu entnehmen.

Im Datensatz finden sich 27 Messungen, deren Abweichung zwischen der gemessenen Störungsfläche und dem zugehörigen Linear mehr als 10° beträgt (Tab. 1). All diese Werte wurden nochmals überprüft. Da sie nicht zu den Ausreißern in den PBT-Plots zählen und teils zu benachbarten Messwerten passen, wurde darauf verzichtet, diese Messungen aus dem Datensatz auszuschließen.

Die Ergebnisse der Auswertung von Störungsflächen und Schersinnindikatoren wurden mit den im Arbeitsgebiet detektierten Lineamenten verglichen (Hahn 2024). Zur Ermittlung und Analyse der PBT-Domänen und Spannungsfelder wurde das Gesamtgebiet zunächst in drei Blöcke aufgeteilt. Diese sind von Westen nach Osten der Block Regensburger Wald, der Block Stallwang sowie der Block Hirschenstein (Abb. 4). Neben der geographischen Untergliederung des Gesamtdatensatzes wurden die Domänen unter anderem in Bezug auf einzelne Steinbrüche, verschiedene Lithologien und auftretende Mineralisationen betrachtet. Zu diesem Zwecke wurde der Gesamtdatensatz durch zusätzliche Informationen (wie Geologische Einheit, Formation) aus der digitalen Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25, LfU 2024) ergänzt. Durch diese Untergliederung ließen sich unterschiedliche Zusammenhänge zwischen den Domänen und den vorgenannten geologischen Eigenschaften untersuchen.

Darüber hinaus wurde das Arbeitsgebiet mithilfe der dGK25 (LfU 2024) auf Hinweise tektonischer Bewegungen geprüft. Zu diesem Zwecke wurden insbesondere Gebiete betrachtet, die durch das Auftreten von Tektoniten, mineralisierten oder magmatischen Gängen gekennzeichnet sind und auf Versatzstrukturen im Kartenmaßstab untersucht.

Insgesamt zielen die aufgeführten Methoden darauf ab, Rückschlüsse auf die erdgeschichtliche Entwicklung und/oder mögliche Reaktivierungen von Störungszone im Arbeitsgebiet zu ermöglichen und eine Zuordnung zu der aus früheren Arbeiten belegten geologischen und tektonischen Entwicklungsgeschichte dieses Teils des bayerischen Grundgebirges nachzuvollziehen.

ID	Kartierpunkt	Fehler [°]
300003	6739KG015006	11
300053	6839KG015010	84
300061	6839KG015014	16
300064	6839KG015016	51
300114	6840KG015049	15
300147	6840KG015068	27
300160	6840KG015073	10
300176	6841KG015064	22
300190	6841KG015073	12
300221	6842KG015176	10
300234	6939KG015045	13
300250	6939KG015053	13
300263	6940KG015020	15
300270	6940KG015025	50
300291	6940KG015035	10
300299	6940KG015039	11
300320	6941KG015020	50
300326	6941KG015023	39
300328	6942KG015008	27
300351	6942KG015020	11
300367	6942KG015030	15
300371	6942KG015033	31
300387	6943KG015051	25
300467	7143KG015039	11
300484	7143KG015049	82
300489	7143KG015053	25
300497	6938KG015006	10

Tab. 1:
Übersicht der 27 Messpunkte, die eine Abweichung >10° aufweisen.

3 Ergebnisse

Im Zuge der geologischen Feldarbeit konnten 498 Störungsflächen aufgenommen werden. Vielfach fanden die Untersuchungen an künstlichen Aufschlüssen innerhalb von aktiven oder aufgelassenen Steinbrüchen statt. Ein Großteil der untersuchten Areale lag innerhalb granitischer Einheiten (73 %). Dahinter folgen mit 12 % Aufschlüsse in Gneisen, Diatexite waren mit 8 % vertreten. Messungen in anderen Gesteinstypen machten 7 % des Gesamtdatensatzes aus. Neben Bemerkungen zur Lithologie des untersuchten Gesteins und zu (struktur-)geologischen Besonderheiten lag ein weiterer Fokus auf der Beobachtung auftretender Mineralisationen auf den Störungsflächen. In den untersuchten Aufschlüssen waren vor allem Quarz, Calcit und Eisen(hydr)oxide vertreten.

Insgesamt konnte an 428 Störungsflächen ein Schersinn ermittelt werden. Diese Störungsflächen wurden den aufgenommenen Lineamenten gegenübergestellt, um mögliche Beziehungen zwischen dem

Auftreten und dem Verlauf von Störungen und Lineamenten zu ergründen. Des Weiteren wurde nach Ermittlung der jeweiligen P-, B- und T-Achsen jede Störungsfläche einem Spannungsfeld zugeordnet.

3.1 Vergleich Lineamente und Störungen

Ein Lineament ist ein lineares Element innerhalb der Morphologie, dessen Verlauf einen Hinweis auf ein tektonisches Element geben kann. Daher wurden die für das Arbeitsgebiet wVBW ermittelten Lineamente mit Hilfe von Rosendiagrammen ausgewertet und den tektonischen Messwerten gegenübergestellt. Im Vergleich der Gesamtheit der Störungsflächen (Abb. 3a) gegenüber dem Gesamtdatensatz an Lineamenten (Abb. 3f) zeigt sich, dass es eine starke Abweichung zwischen dem Streichen der Störungsflächen und dem der Lineamente gibt. So ist im Gesamtdatensatz der Lineamente die WNW-ESE-Richtung besonders stark ausgeprägt, wohingegen der Gesamtdatensatz der Störungen ein Maximum in Richtung NNE-SSW aufweist.

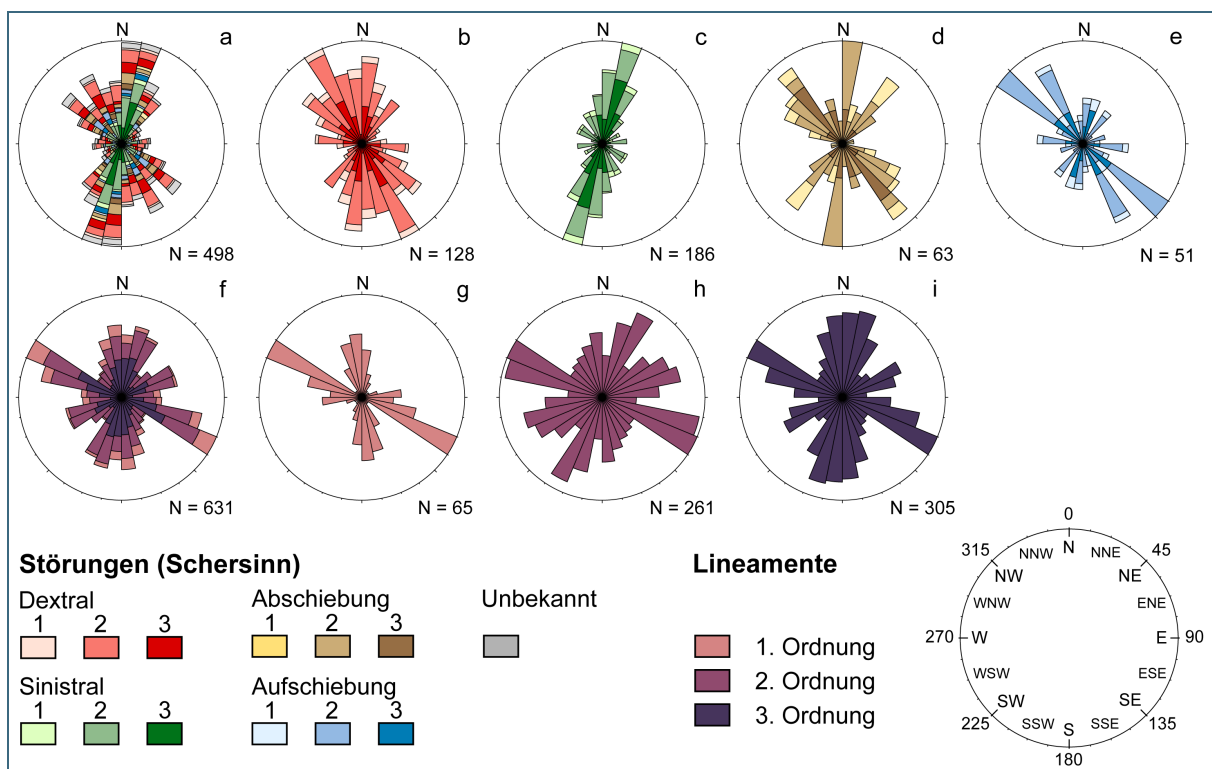


Abb. 3: Überblick der Orientierung (Streichrichtung) der Störungsflächen und der Lineamente im wVBW. Die obere Reihe zeigt Rosendiagramme aller aufgenommenen Störungsflächen (a), der dextralen (b) und sinistralen (c) Störungen sowie der Ab- und Aufschiebungen (d, e). In der unteren Reihe sind die Gesamtheit der im Arbeitsgebiet detektierten Lineamente (f) sowie Einzeldarstellungen der Lineamente 1., 2. und 3. Ordnung (g–i) aufgeführt. Die Störungsflächen sind nach der Sicherheit, mit der der Schersinn bestimmt werden konnte, gewichtet. Die Sicherheit ist auch farblich unterschieden, wobei die Sicherheit 3 die höchste und 1 die niedrigste ist. Höhere Bestimmungssicherheit entspricht einer höheren Gewichtung. Auch in der Gesamtdarstellung aller Lineamente (f) fand eine Wichtung Anwendung. Lineamente höherer Ordnung erhalten ein höheres Gewicht. Weitere Details zu den Lineamenten sind in Hahn (2024) nachzulesen.

Bei der Betrachtung der auftretenden Störungstypen (Abb. 3b–e) und der Einzeldarstellungen der Lineamente 1. bis 3. Ordnung (Abb. 3g–i) zeigen sich weitere Trends. Die Lineamente 1. bis 3. Ordnung zeigen wie erwartet ein Maximum in Richtung WNW-ESE, das bei den Aufschiebungen als Maximum (Abb. 3e), bei den Abschiebungen sehr deutlich (Abb. 3d) und bei den dextralen Störungen mit breiter Streuung ausgebildet ist (Abb. 3b). Darüber hinaus zeigt der Gesamtdatensatz der Lineamente ein zweites Maximum zwischen NNW-SSE und NNE-SSW, welches innerhalb der drei Lineamentordnungen unterschiedlich ausgebildet ist. So liegt es bei den Lineamenten 1. Ordnung zwischen NNW-SSE

und N-S (Abb. 3g). Bei den Lineamenten 2. Ordnung liegt das Maximum hingegen in Richtung NNE-SSW bis NE-SW (Abb. 3h). Lineamente 3. Ordnung zeigen eine Streuung zwischen NNW-SSE und NNE-SSW (Abb. 3i). Streichrichtungen zwischen NNW-SSE und NNE-SSW sind, abgesehen von den Aufschiebungen, unter allen Störungstypen deutlich ausgebildet. Ähnlich wie bei den Lineamenten 3. Ordnung zeigen dextrale Seitenverschiebungen eine Streuung zwischen NNW-SSE und NNE-SSW. Sinistrale Störungen und Abschiebungen liegen eher im Bereich N-S bis NNE-SSW.

Weiterhin weisen allen voran die Lineamente 2. und 3. Ordnung, untergeordnet auch 1. Ordnung, ENE-WSW verlaufende Elemente auf, deren Streichrichtung sich in den Rosendiagrammen der Störungen weniger bis gar nicht zeigt. Im Gegensatz zu den Lineamenten zeigen vor allem die Aufschiebungen, untergeordnet auch dextrale und sinistrale Seitenverschiebungen, eine geringe Häufung in Richtung E-W.

Betrachtet man den Verlauf der Lineamente in Bezug zur geographischen Verteilung der drei Teilgebiete Regensburger Wald, Stallwang und Hirschenstein (Abb. 4) zeigen sich lokal deutliche Variationen einerseits im Verlauf des Streichens der Lineamente, andererseits bei der Gegenüberstellung mit den aufgenommenen Störungsflächen. Diese regionalen Unterschiede fallen bereits bei der Betrachtung des digitalen Höhenmodells ins Auge. In den Blöcken Regensburger Wald und Hirschenstein dominieren WNW-ESE streichende Lineamente, wohingegen im Block Stallwang ein Maximum in ungefähr N-S-Richtung ausgebildet ist.

Insgesamt stimmt der Verlauf der Störungsflächen im Block Regensburger Wald recht gut mit den Lineamenten überein, wobei auffällt, dass die WNW-ESE-Richtung der Lineamente im Datensatz der Störungen um etwa 10° im Uhrzeigersinn rotiert zu sein scheint. Im Block Stallwang treten Störungsflächen der WNW-ESE-, N-S- sowie NE-SW-Richtung in etwa gleicher Häufigkeit auf, im Block Hirschenstein sticht vor allem die N(NE)-S(SW)-Richtung heraus, die bei den Lineamenten in diesem Block nur untergeordnet ausgebildet ist.

Die auffälligsten Unterschiede im Vergleich zum Gesamtdatensatz kommen bei Betrachtung der Rosendiagramme der Teilgebiete Stallwang und Hirschenstein zum Tragen. Im Block Stallwang wird eines der drei Maxima durch Störungen in WNW-ESE-Richtung mit vorwiegend sinistraler Kinematik gebildet (Abb. 4). Dieses Maximum ist im Gesamtdatensatz (Abb. 3a) nicht ausgeprägt. Zudem ist zu beobachten, dass Lineamente dieser Streichrichtung im Block Stallwang nur in geringer Anzahl vertreten sind, während diese Richtung bei den Lineamenten in den umgebenden Blöcken ein Maximum aufweist. Im Block Stallwang hingegen bildet die N-S-Richtung das Maximum unter den Lineamenten. Im Block Hirschenstein zeigt sich im Gegensatz zu den anderen beiden Blöcken eine Häufung sinistraler Seitenverschiebungen in NNE-SSW-Richtung (Abb. 4). Diese Häufung wird sowohl im Gesamtdatensatz der Störungen (Abb. 3a) als auch in der Einzelbetrachtung sinistraler Seitenverschiebungen besonders deutlich (Abb. 3c). Auffällig ist, dass, ähnlich wie im Block Stallwang, das Maximum der Lineamente nicht in die Richtung des (sinistralen) Störungsmaximums verläuft, sondern in WNW-ESE-Richtung.

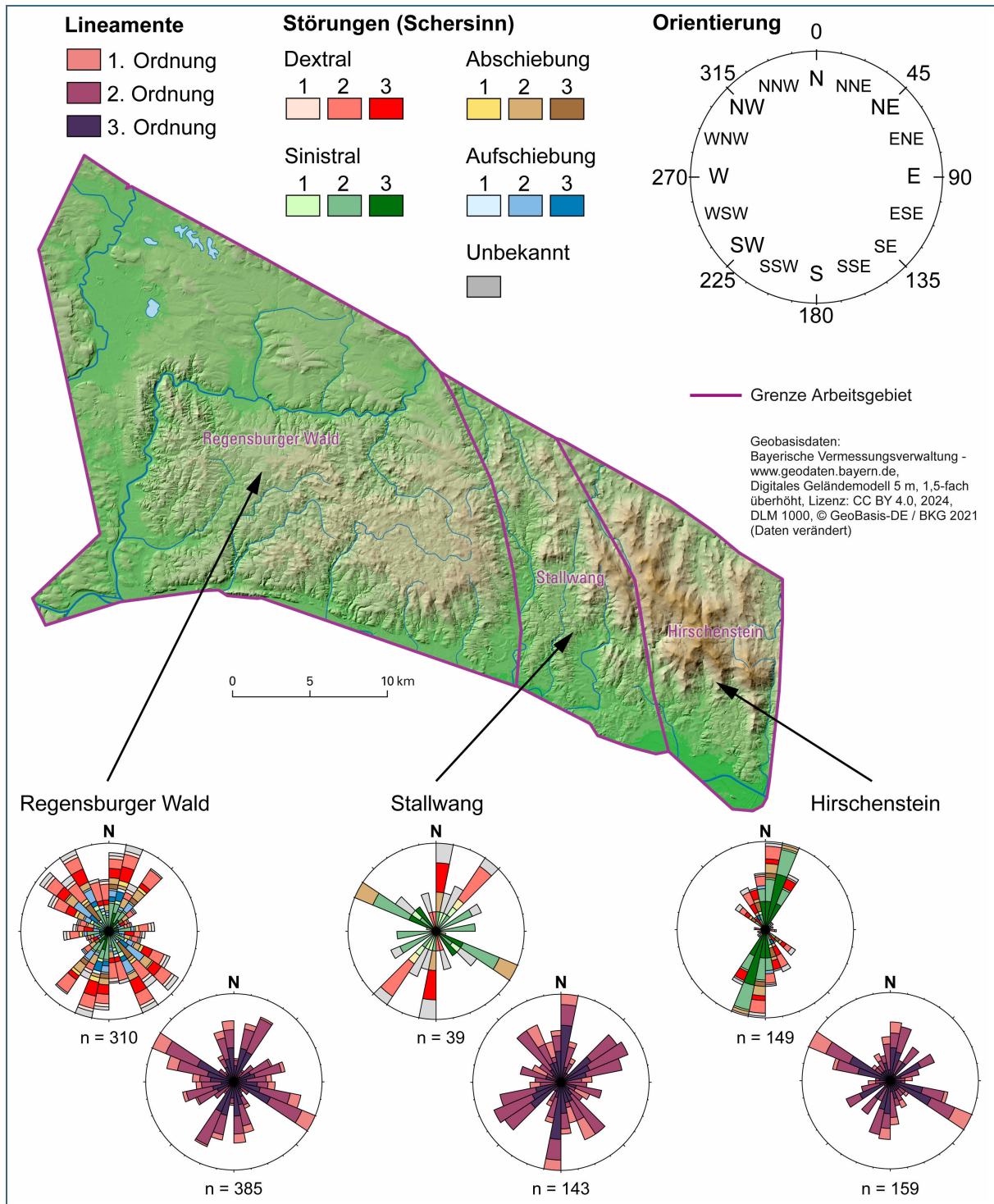


Abb. 4: Gegenüberstellung von Lineamenten und Störungen in den drei Teilblöcken Regensburger Wald, Stallwang und Hirschenstein.

3.2 PBT-Domänen und Spannungsfelder

Im Zuge der Auswertung der 428 tektonischen Messwerte mit Schersinnindikator konnten entsprechend der graphischen Verteilung ihrer P-, B- und T-Achsen 20 verschiedene PBT-Domänen (D1–D20) identifiziert werden. Auch jenen Störungen, die keinem Verbund an Störungsflächen zugeordnet werden konnten und die lediglich mit einer geringen Anzahl an Flächen eine Domäne aufbauen, wurde eine eigene

Domäne zugeordnet, da nicht ausgeschlossen werden kann, dass im weiteren Verlauf des Projektes weitere Störungen aufgenommen und den bisherigen Einzeldomänen zugeordnet werden können.

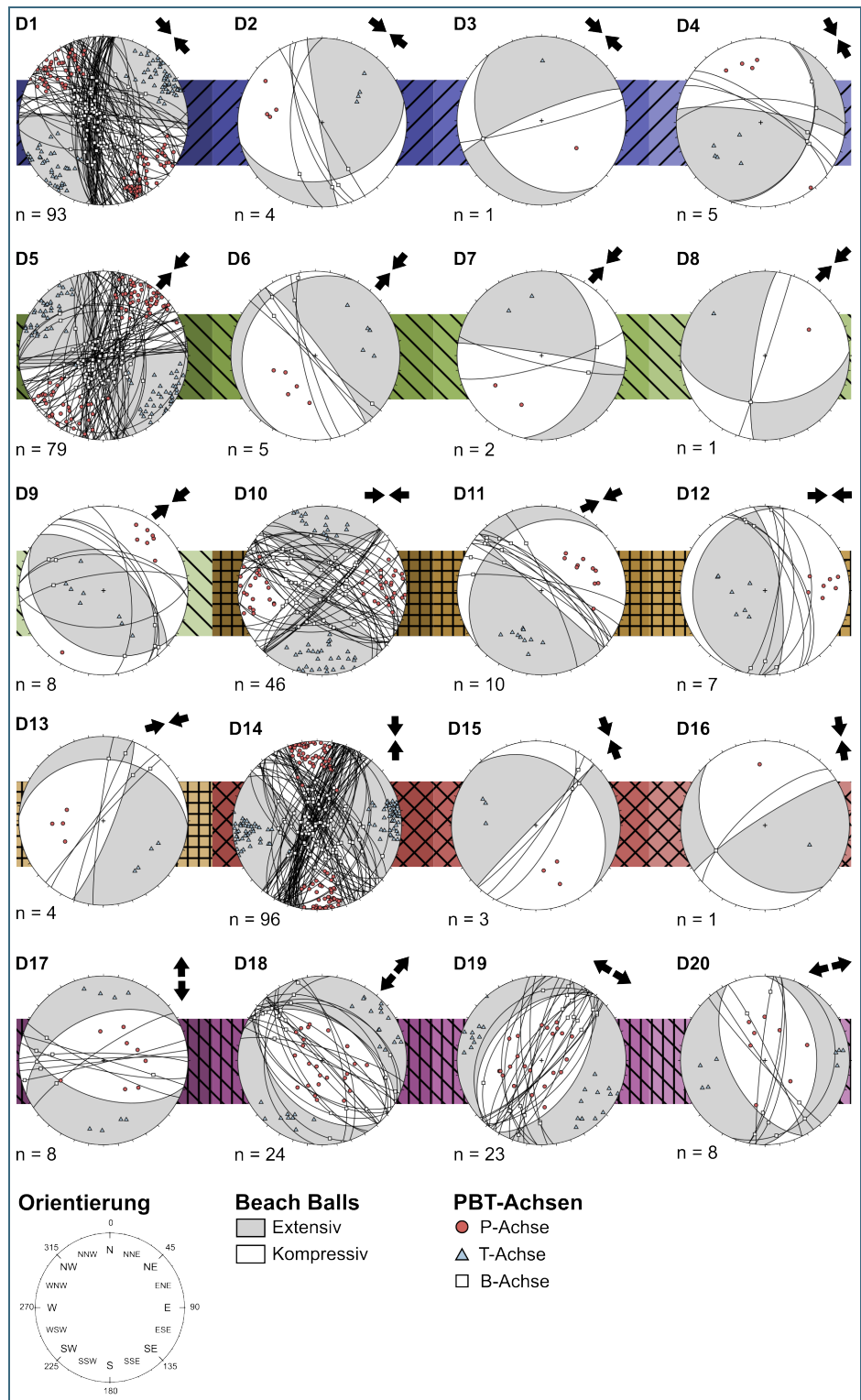


Abb. 5: Übersicht der 20 Domänen (D1–20), dargestellt als sogenannte Beachballs. In den einzelnen Plots sind die Großkreise der Störungsflächen, die Lage ihrer P-, B- und T-Achsen sowie die angelegte Spannung (extensiv/kompressiv) dargestellt. Zusätzlich weisen die Pfeile am oberen rechten Rand der einzelnen Beachballplots auf die Orientierung der maximalen Hauptspannung bzw. bei Extension der minimalen Hauptspannung der zugehörigen Spannungsfelder hin. Die Schraffuren und Farben im Hintergrund der einzelnen Plots zeigen die Zugehörigkeit zu einem gemeinsamen Spannungsfeld und finden sich wie auch die Farbgebung in Abb. 6 wieder.

Abb. 5 zeigt die Beachballplots der 20 Domänen. Die obersten vier Reihen (D1–D16) zeigen Domänen, die jeweils ein kompressives Blattverschiebungsregime darstellen. D1 bis D4 repräsentieren Störungen mit etwa NW-SE gerichteten maximalen Hauptspannungsachsen. D5 bis D9 weisen auf ein kompressives Spannungsfeld hin, dessen maximale Hauptspannungsachse NE-SW verläuft. In D10 bis D13 sind Störungsflächen geplottet, deren maximale Hauptspannung in E-W-Richtung angelegt ist.

D14 bis D16 zeigen Beachballplots von Störungen deren Hauptspannungsachse in N-S-Richtung liegt. Beim überwiegenden Teil der kompressionsinduzierten Störungen handelt es sich um Seitenverschiebungen (n=314; D1; D5; D10; D14), Domänen mit Aufschiebungen und Schrägaufschiebungen sind am häufigsten (D2; D3; D4; D6; D7; D8; D9; D11; D12; D13; D15; D16), sie vereinen jedoch nur 51 Messwerte. Die Domänen 17 bis 20 repräsentieren 63 Abschiebungen, deren extensive Hauptspannungsachsen in Richtung N-S (D17), NE-SW (D18), (W)NW-(E)SE (D19) sowie WSW-ENE (D20) liegen.

Die 20 Domänen konnten nach der Lage ihrer Hauptspannungsachsen zu acht verschiedenen Spannungsfeldern (S1–S8) zusammengefasst werden. Unter den kompressiven Spannungsfeldern S1–S3 existieren einige Domänen, die lediglich eine geringe Zahl an Störungen enthalten. Diese Domänen wurden den Spannungsfeldern zugeordnet, mit denen die Lage der Hauptspannungsachsen in einem akzeptablen Maße übereinstimmen. S1 beinhaltet die Domänen D1–D4, die allesamt eine Kompression in NW-SE-Richtung aufweisen. S2 umfasst die Domänen D5–D9, die ein NE-SW kompressives Stressfeld abbilden. S3 vereint die Domänen D10–D13, die von E-W-Kompression geprägt sind, während D4 die Störungen der Domänen D14–D16 zusammenfasst, die von N-S-Kompression beeinflusste Störungen abbilden. Die letzten vier Spannungsfelder, S5–S8, werden aus extensiven Strukturen abgeleitet. S5 schließt Abschiebungen in einem N-S extensiven Spannungsfeld ein, S6 zeigt Abschiebungen unter NE-SW-Dehnung, S7 beinhaltet Störungen, die auf ein NW-SE gerichtetes, extensives Spannungsfeld zurückzuführen sind und S8 umfasst Störungen, die durch Extension in WSW-ENE-Richtung entstanden sind. In Abb. 5 und Abb. 6 wird der Zugehörigkeit einzelner Domänen zu einem gemeinsamen Spannungsfeld durch eine ähnliche Farbgebung sowie einheitliche Schraffuren Ausdruck verliehen.

In Abb. 6 sind die relativen Häufigkeiten der einzelnen Spannungsfelder innerhalb des Gesamtdatensatzes, in Bezug auf räumliche, petrologische und strukturgeologische Eigenschaften der aufgenommenen Messwerte und der zugehörigen Gesteinseinheiten dargestellt. Die Legende in Abb. 6 zeigt die Zuordnung der 20 Domänen (D1–D20) zu den identifizierten Spannungsfeldern (S1–S8).

Im Gesamtdatensatz treten die kompressiven Spannungsfelder S1, S2 und S4 in etwa zu gleichen Teilen auf. Den größten Anteil der zum NW-SE gerichteten Spannungsfeld S1 gehörigen Störungen machen die Störungen der D1 aus. Dabei handelt es sich um ein konjugiertes Set aus größtenteils N-S, untergeordnet auch NNW-SSE verlaufenden, sinistralen sowie E-W bis ESE-WNW streichenden, dextralen Seitenverschiebungen. S2 wird im Gesamtdatensatz von Seitenverschiebungen der D5 dominiert, deren konjugierte Störungen NNW-SSE bis (N)NE-(S)SW (dextral) sowie teils (E)NE-(W)SW (sinistral) verlaufen. Im E-W gerichteten Spannungsfeld S3 dominiert D10 mit einem konjugierten Set sinistraler (W)NW-(E)SE und dextraler (E)NE-(W)SW verlaufender Störungsflächen. Das N-S gerichtete Spannungsfeld S4 wird hauptsächlich aus einem konjugierten Set NE-SW streichender, sinistraler sowie (N)NW-(S)SE streichender, dextraler Seitenverschiebungen der D14 gebildet. Der Anteil der Störungen mit extensivem Spannungsfeld (S5–S8) entspricht in etwa dem Anteil an Störungen in S3. Bei den in S5 bis S8 eingestuft Störungsflächen handelt es sich um Abschiebungen. Unter ihnen bilden S6 (NE-SW-Extension) und S7 (NW-SE-Extension) den größten Teil.

Bei Betrachtung der drei Teilblöcke Hirschenstein, Regensburger Wald und Stallwang werden Abweichungen vom Gesamtdatensatz ersichtlich. So dominieren im Block Hirschenstein S1 und S4. S2 und allen voran S3 wurden dagegen weniger häufig beobachtet. Im Regensburger Wald ist nur eine geringe Abweichung der Häufigkeiten vom Gesamtdatensatz zu beobachten, wohingegen der Block Stallwang durch ein Fehlen von S1 zugunsten eines häufigeren Auftretens von S2 und S3 heraussticht.

Weiterhin sind in Abb. 6 die relativen Häufigkeiten des Auftretens der einzelnen Spannungsfelder/Domänen hinsichtlich des beobachteten Schersinns gezeigt. Abschiebungen werden erwartungsgemäß durch die vier zuvor beschriebenen extensiven Spannungsfelder S5 bis S8 vertreten. Aufschiebungen

konnten innerhalb aller kompressiven Spannungsfelder (S1–S4) nachgewiesen werden. Im Unterschied zum Gesamtdatensatz zeigt sich, dass S2 und S3 die dominierenden Spannungsfelder unter den Aufschiebungen sind. Dabei stechen einzelne Domänen wie beispielsweise D9 und D11 heraus, was darin begründet ist, dass diese Domänen einzig aus Aufschiebungen bestehen und daher in diesem Datensatz und nicht in einem anderen (Abschiebung/sinistral/dextral) auftreten. Ähnlich bedingt ist, dass D1, D5, D10 und D14 nur in den Gruppen der sinistralen und dextralen Blattverschiebungen auftreten, da alle anderen Domänen der ersten vier Gruppen von Spannungsfeldern nur aus Aufschiebungen bestehen.

In Ergänzung zu den Beobachtungen in Abb. 3 lohnt sich der Vergleich der auftretenden Spannungsfelder unter den dextralen und sinistralen Seitenverschiebungen. NE-SW-Kompression (S2) ist das am häufigsten auftretende Spannungsfeld unter den dextralen Störungen, wohingegen sinistrale Störungen in gleichem Maße unter N-S gerichteter Kompression (S4) wie auch unter NW-SE-Kompression (S1) zu finden sind.

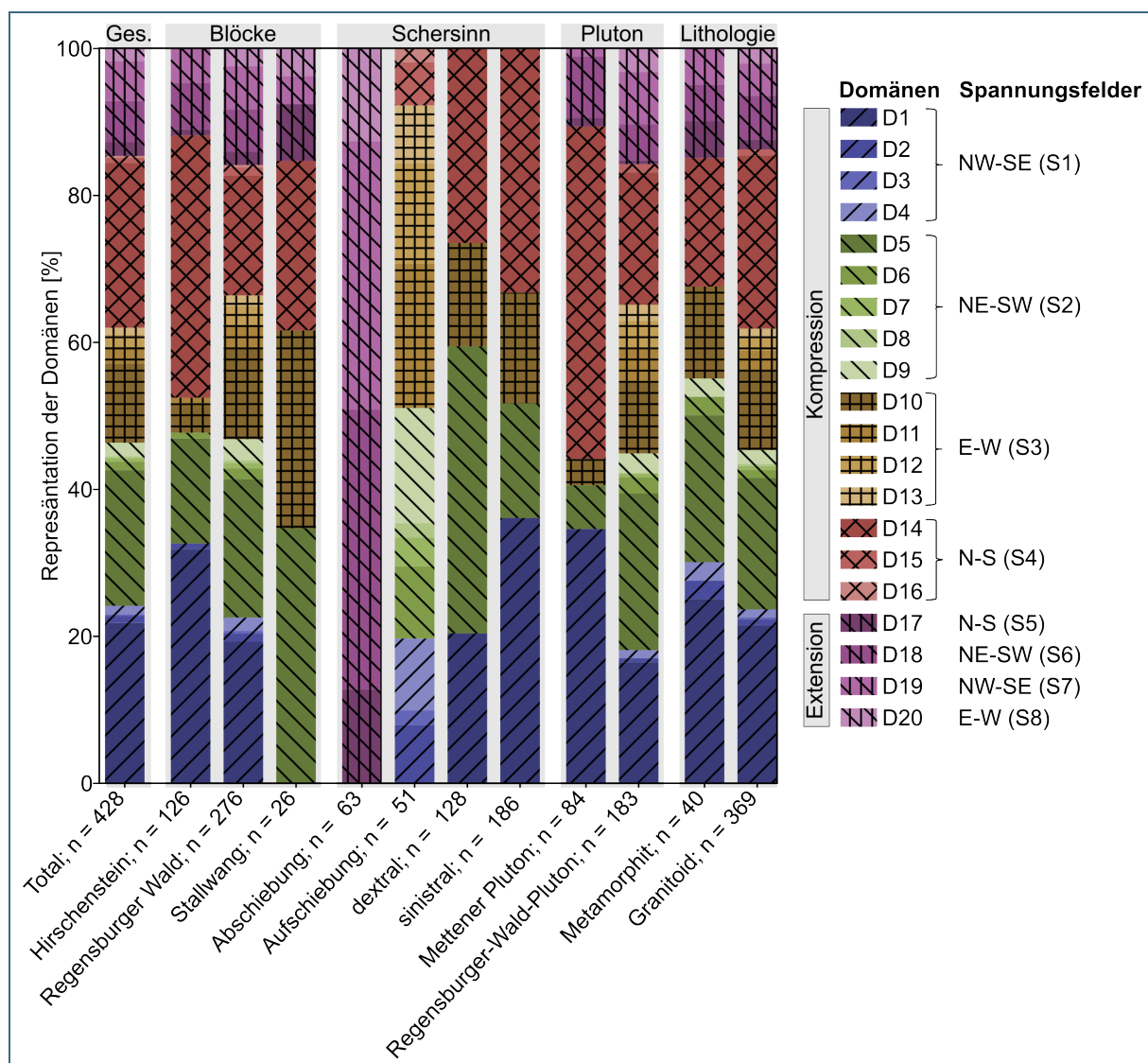


Abb. 6: Relative Häufigkeitsverteilungen der PBT-Domänen und zugehöriger Spannungsfelder in Bezug auf die Gesamtheit der Messwerte mit Schersinn (Ges.), die drei Teilblöcke, den Schersinn der Störung, räumliche Zugehörigkeit zu einem der beiden größten Plutone sowie nach der Lithologie.

An vorletzter Stelle sind in Abb. 6 die Verteilungen der Spannungsfelder innerhalb der beiden großen magmatischen Einheiten Mettener Pluton und Regensburger-Wald-Pluton gegenübergestellt. Letzterer zeigt nur eine geringe Abweichung vom Gesamtdatensatz, wohingegen die Messwerte innerhalb des Mettener Plutons durch ein äußerst geringes Auftreten des E-W kompressiven Spannungsfeldes S3 sowie des NE-SW kompressiven Spannungsfeldes S2 zugunsten eines häufigeren Auftretens von S1 und S4 (NW-SE- und N-S-Kompression) gekennzeichnet sind. Zudem sind im Mettener Pluton keine Aufschiebungen angetroffen worden. Das Auftreten der extensiven Spannungsfelder variiert zwischen den beiden Datensätzen. Im Mettener Pluton dominiert S6 deutlich, im Regensburger-Wald-Pluton bilden S6 und S7 den Hauptteil an Störungen mit einem extensiven Bewegungssinn aus, sie treten in ähnlichen Anteilen auf, etwas seltener wurde E-W gerichtete Extension (S8) beobachtet.

Die letzten beiden Balken der Abb. 6 zeigen die Verteilungen der Spannungsfelder je nach Lithologie des untersuchten Gesteins. Unter dem Begriff Granitoid sind dabei Diatexite, Diorite, Granodiorite und Granite zusammengefasst, unter dem Begriff Metamorphit vor allem Gneise und migmatitische Gneise. Signifikante Unterschiede zum Gesamtdatensatz sind weder in den Granitoiden, noch in den Metamorphiten zu beobachten. Letztere weisen lediglich einen etwas höheren Anteil an S1 zu Lasten eines etwas geringeren Anteils an S3 und S4 auf.

3.3 Geochronologie

Zum Zwecke geochronologischer Untersuchungen wurden mehrere Fluoritproben innerhalb des Arbeitsgebietes wVBW entnommen und mit Hilfe der (U-Th)/He-Methode auf ihre Alter untersucht (Wauschkuhn et al. 2024). Im Ergebnis der Analysen konnten fünf Alter ermittelt werden, die eine ausreichend hohe Validität aufweisen, um sie in die Interpretation der Ergebnisse einfließen zu lassen. In Tab. 2 sind die Koordinaten der Proben sowie die ermittelten Alter aufgeführt.

Tab. 2: Übersicht der Ergebnisse der (U-Th)/He-Datierungen von Fluoritproben im wVBW (Wauschkuhn et al. 2024).

Name	Ostwert	Nordwert	Alter [Ma]	Fehler [Ma]	Bemerkungen
Pin1	741838	5467967	97	± 5	Bohrung Pingarten P6; Teufe 158,8 m
Pin2	741838	5467967	66	± 5	Bohrung Pingarten P6; Teufe 232,6 m
Pin4	741838	5467967	270	± 24	Bohrung Pingarten P6; Teufe 155,5 m
Kit1	740957	5435838	195	± 19	Historisches Schmucksteinbergwerk Kittenrain / Bach a.d. Donau
Kit2	740957	5435838	284	± 25	Historisches Schmucksteinbergwerk Kittenrain / Bach a.d. Donau

Die Proben Pin1, Pin2 und Pin4 wurden der Bohrung Pingarten P6 entnommen, im Rahmen derer Sedimente durchteuft wurden, die zur Zeit des Rotliegend den sogenannten Naabtrogluffen füllten. Bei den drei Fluoritproben handelt es sich um verschiedene Generationen, die sich in Farbe, Gestalt sowie der Ausbildung von Gängen oder Drusen unterscheiden. Pin1 beinhaltet violette Fluorite, die sowohl in Gängen als auch fein verteilt im Gestein auftreten, Pin2 enthält gelblichgrünen Fluorit, der als jüngere Fluoritgeneration in Gängen vorkommt. Pin4 umfasst eine Probe durchsichtiger, idiomorpher Fluorite, die sich als Drusenfüllung gebildet haben. Bisherigen Untersuchungen zufolge liegt das Bildungsalter der Pingartener Mineralgänge wie auch das des nahegelegenen Wölsendorfer Reviers bei etwa 260 Millionen Jahren (Ma) (Dill et al. 2011).

Die Proben Kit 1 und Kit 2 entstammen NW-SE streichenden Tektoniten, genauer Quarz-Gangbreccien, deren Alter zwischen Karbon und Trias liegt (LfU 2011, 2024). Die Gänge befinden sich im

Südteil des Regensburger-Wald-Plutons, an dessen Grenze zum Donaurandbruch. Das Umgebungsgestein wird von Graniten gebildet.

4 Diskussion

4.1 Lineamente versus Störungen

Wie Hahn (2024) beschreibt, kann die Analyse des Auftretens von Lineamenten Rückschlüsse auf die Existenz von Störungen ermöglichen. Im vorliegenden Datensatz ist unter den Lineamenten ein Streichen in Richtung WNW-ESE besonders stark ausgeprägt (Abb. 3). Somit spiegelt sich der Verlauf der beiden markantesten tektonischen Elemente, des Bayerischen Pfahls und des Donaurandbruchs, im Maximum der Richtungen der Lineamente wider. Darüber hinaus ist ein zweites Maximum in Richtung NNW-SSE bis NNE-SSW zu beobachten.

Im Störungsdatensatz ist das WNW-ESE-Maximum weniger prominent ausgebildet beziehungsweise könnte es eine Entsprechung in der NW-SE- bis NNW-SSE-Richtung haben. Abgesehen von den sinistralen Seitenverschiebungen, ist diese Richtung bei allen weiteren Störungstypen markant als eines von mehreren Maxima ausgebildet. Das zweite Maximum in NNW-SSE- bis NNE-SSW-Richtung tritt besonders deutlich bei sinistralen Seitenverschiebungen und Abschiebungen auf. Dextrale Seitenverschiebungen zeigen in ihrem Streichen im Bereich zwischen NNW-SSE und NNE-SSW eine Streuung.

Im Vergleich mit den ermittelten PBT-Domänen ist eine Anlage oder Reaktivierung der Störungen als ein konjugiertes Set aus sinistralen (NNW-SSE bis NNE-SSW) und dextralen (WNW-ESE bis NW-SE) Seitenverschiebungen unter NW-SE- bis N-S-Kompression (D1/D14 in Abb. 5) zu vermuten. Diese Konditionen entsprächen jenen, welche sowohl für das Ende der variszischen Gebirgsbildung im Süden der Böhmisches Masse angenommen werden als auch mit dem rezenten Spannungsfeld übereinstimmen (Eberts 2022; Kroner & Romer 2013; Peterek et al. 1997; Reiter et al. 2015).

Da die Anwesenheit von Lineamenten vergleichbarer Orientierung im Besonderen Hinweise auf aktive Tektonik gibt, können die Ergebnisse der Lineamentanalyse als Indiz dafür interpretiert werden, dass ein rezentes bis subrezentes Spannungsfeld existiert(e), welches zu tektonischen Aktivitäten entlang von Störungen in WNW-ESE- bis NW-SE-Richtung wie auch in NNW-SSE- bis NNE-SSW-Richtung geführt hat. Da das heutige Spannungsfeld in seiner Ausrichtung dem spät- bis postvariszischen entspricht (Reiter et al. 2015), liegt es nahe, dass die rezenten tektonischen Bewegungen vor allem entlang der bereits im Varizikum angelegten Strukturen ablaufen, wengleich auch jüngere Strukturen untergeordnet eine Rolle spielen können.

4.2 Zeitliche Einordnung von Störungen und Spannungsfeldern

Aufgrund des Mangels an Schnittbeziehungen oder einzelnen Flächen mit Harnischen unterschiedlicher Ausrichtung, gestaltet sich eine relative zeitliche Einstufung der aufgenommenen Störungen schwierig. Ein weiterer Hinweis über die Bildungsbedingungen der untersuchten Störungen ließe sich anhand der auftretenden Mineralisationen entnehmen. Die häufigsten und in statistisch verwertbarer Anzahl auftretenden Minerale Quarz, Calcit sowie Eisen(hydr)oxide zeigen allerdings nur eine geringe bis gar keine Abweichung von der Verteilung der Spannungsfelder des Gesamtdatensatzes, sodass auch hier kein Erkenntnisgewinn zu erwarten ist. Insgesamt 15 Störungen wiesen Aufwachsungen von Feldspat auf. Da allerdings zehn dieser Störungen aus demselben Steinbruch entstammen, haben sie nur eine geringe Aussagekraft für das gesamte Arbeitsgebiet.

Bereits in der Vergangenheit war die geologische Entwicklung des bayerischen Grundgebirges Gegenstand der geologischen Landesaufnahme wie auch verschiedener Forschungsarbeiten (Mattern 1995; Peterek et al. 1997; Zeithöfler 2007), sodass es möglich ist, anhand der bekannten geologischen Entwicklung eine Interpretation der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit vorzunehmen. Wie zuvor beschrieben, ist für die späte Phase der variszischen Gebirgsbildung für den Süden der Böhmisches Masse übergeordnet ein NW-SE bis N-S gerichtetes, kompressives Spannungsfeld belegt, das zur Entwicklung eines Systems konjugierter dextraler \pm NW-SE sowie sinistraler \pm NE-SW gerichteter Seitenverschiebungen führte (Brandmayr et al. 1995). Im vorliegenden Datensatz entsprechen sowohl S1 als auch S4 dem spätvariszischen Spannungsfeld. Hierbei fällt auf, dass jeweils rund zwei Drittel der aufgenommenen Seitenverschiebungen (Abb. 5 D1, D14) einen sinistralen Charakter aufweisen und N-S bzw. NNE-SSW streichen. Da die beiden prägendsten Strukturen im Arbeitsgebiet, der Bayerische Pfahl und der Donaurandbruch, in dieser erdgeschichtlichen Phase als dextrale Seitenverschiebungen aktiv waren (Quellen nachzulesen in Eberts 2022), wundert es, dass Störungsflächen gleicher Orientierung und Kinematik im vorliegenden Datensatz unterrepräsentiert sind.

Im Ergebnis vorangegangener Forschungsarbeiten wurde das Störungssystem zwischen Bayerischem Pfahl und Donaurandbruch als ein Riedelschersystem interpretiert, welches in der frühen Phase nach dem Ende der variszischen Gebirgsbildung angelegt wurde (Arthaud & Matte 1977; Eberts 2022; Zeithöfler 2007). Der Bayerische Pfahl und der Donaurandbruch fungierten dabei in der Spätphase der variszischen Orogenese als dextrale Hauptscherzonen (Quellen nachzulesen in Eberts 2022), zwischen denen sich aufgrund NW-SE bis N-S gerichteter Kompression ein Netzwerk konjugierter Störungen ausgebildet hat. Unter einer maximalen Hauptspannung (σ_1) in Richtung NW-SE bis N-S und einer minimalen Hauptspannung (σ_3) in Richtung SW-NE bis W-E erfolgte die Anlage eines Systems von Riedelscherbrüchen (Abb. 7). Sowohl Zeithöfler (2007) als auch Eberts (2022) legten ihren Studien Lineamentanalysen zugrunde. Die Analyse des Lineament- und des Störungsinventars, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit für den wVBW durchgeführt wurden, untermauern diese Theorie.

In einem ersten Riedelschersystem (R1) zwischen Donaurandbruch und Bayerischem Pfahl stellen dextrale Elemente in NW-SE- bis NNW-SSE-Richtung, wie sie vor allem in D1 und D14 zu finden sind, synthetische Riedelbrüche (R) dar. Elemente in NNW-SSE- bis NNE-SSW-Richtung, wie sie ebenfalls in D1 und D14 auftreten, fungieren als antithetische Riedelbrüche (R'). Die E-W verlaufenden, ebenfalls synthetischen Brüche P sind im Datensatz nur untergeordnet, erwartungsgemäß hauptsächlich bei dextralen Störungen in D1, zu finden.

Die Beobachtung, dass WNW-ESE gerichtete, dextrale Seitenverschiebungen in geringerer Anzahl auftreten, als es aufgrund der markanten Ausbildung des Donaurandbruchs und des Bayerischen Pfahls zu erwarten wäre, könnte einerseits darauf zurückzuführen sein, dass weniger Elemente dieser Orientierung aufgenommen wurden. Andererseits kann die Unterrepräsentation der WNW-ESE-Richtung im Störungsdatensatz durch ein Riedelsystem erklärt werden. Da es plausibel erscheint, dass Spannungen im Bereich zwischen den beiden Hauptstörungszonen zunächst entlang bzw. im Rahmen der Bildung der Riedelbrüche abgebaut werden, fehlen dextrale Seitenverschiebungen in WNW-ESE-Richtung innerhalb des Blockes zwischen den beiden begrenzenden Hauptstörungszonen nahezu vollständig.

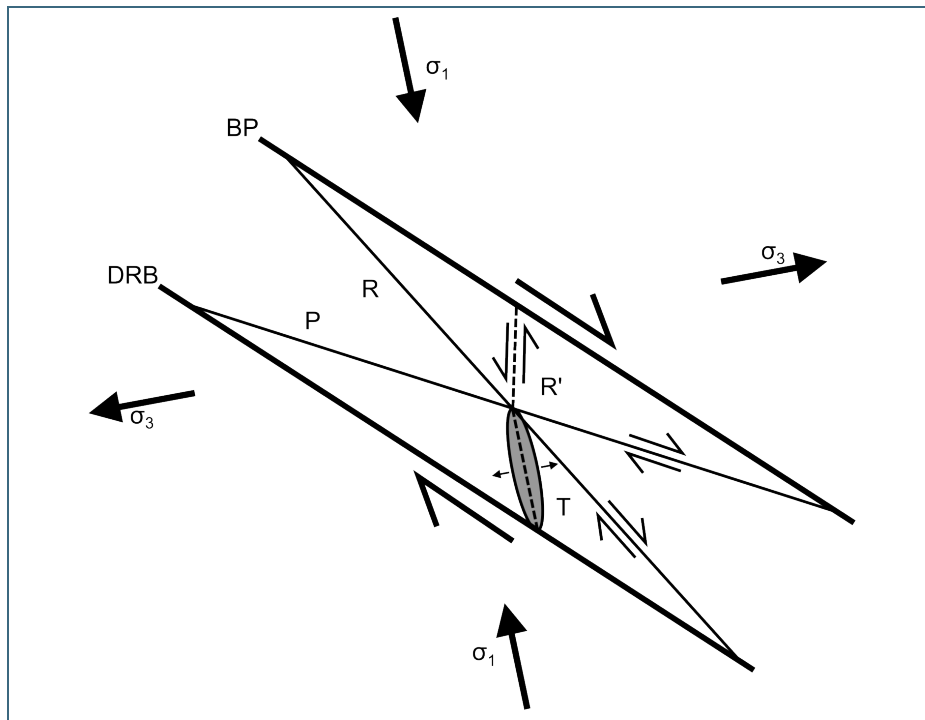


Abb. 7:
Modellhafte Darstellung des Störungssystems zwischen Bayerischem Pfahl und Donaurandbruch; bearbeitet und geändert nach Zeithöfler (2007) und Eberts (2022); BP – Bayerischer Pfahl; DRB – Donaurandbruch.

Die paläogeographische Entwicklung führte im Verlauf des Oberkarbons und Perms zu einer Änderung des Hauptspannungsfeldes von Kompression zu E-W-Extension, begleitet von N-S-Kompression (Kürschner & Schwenk 2024). Die kompressiven Einflüsse ließen etwa an der Wende Karbon/Perm nach und einhergehend mit der Bildung der permischen Beckenstrukturen und ausgedehntem Vulkanismus stellte sich eine reine E-W-Extension ein (Kroner & Romer 2013). Sowohl S4 als auch S8 passen in das Paläostressfeld dieser Zeit, wobei auffällig ist, dass extensive Strukturen (S8/D20) im Datensatz nur in geringer Zahl vertreten sind. Diese Beobachtung könnte einerseits damit in Zusammenhang stehen, dass aufgrund der teils mangelhaften Aufschlussituation nur eine geringe Anzahl in etwa N-S streichender Abschiebungen aufgenommen wurden. Andererseits können unterschiedliche Spannungsfelder zur Aktivität an Störungen gleicher Orientierung, jedoch unterschiedlicher Kinematik führen. Beispielsweise treten \pm N-S streichende Elemente unter anderem unter E-W-Extension (S8/D20 in Abb. 5), Kompression in Richtung NW-SE (S1/D1 in Abb. 5) und NE-SW (S2/D5 in Abb. 5) auf. Das geringe Auftreten \pm N-S streichender Abschiebungen könnte somit darauf hinweisen, dass Strukturen, die zur Zeit des Perms im Spannungsfeld S8 aktiv waren, zu einem späteren Zeitpunkt unter Einfluss eines geänderten Spannungsfeldes reaktiviert wurden.

Die Probe Kit2 hat ein Alter von 284 ± 25 Ma ergeben (Wauschkuhn et al. 2024). Das ermittelte Alter der Probe in Zusammenhang mit der Untersuchung der Seltenerdelemente zeigt eine hydrothermale Aktivität innerhalb des beprobten Fluoritganges für den Übergangsbereich von Karbon und Perm, spätestens mittlerem Rotliegend an (Wauschkuhn et al. 2024). Dabei ist festzustellen, dass zunächst die den Gang umgebenden Granite intrudiert sein müssen, ehe sich eine NW-SE streichende Störungs- bzw. Schwächezone ausbilden konnte, entlang derer dann eine Fluoritmineralisation ablief. Die Bildung der Granite des Regensburger-Wald-Plutons wird auf ein Alter von ca. 325 Ma festgesetzt (Siebel et al. 2010). Die erste Anlage einer NW-SE verlaufenden Störungszone könnte noch unter dem Einfluss des spätvariszischen Spannungsfeldes vonstattengegangen sein. Aufgrund der Orientierung der Gänge ist es denkbar, dass sie sich unter NW-SE bis N-S gerichteter Kompression als Extensionsklüfte gebildet haben (Eberts et al. 2021). Innerhalb eines Systems von Riedelbrüchen wären sie dabei dem Typ T (Abb. 7) zuzuordnen. Aufgrund der Ausbildung der Mineralgänge ist es darüber hinaus denkbar, dass die Mineralisierung unter Reaktivierung bereits angelegter Strukturen im Rahmen NE-SW gerichteter, extensiver Bedingungen, wie sie durch S6 (D18) wiedergegeben werden, erfolgte. Auch wenn Peterek

et al. (1997) ein derartiges Spannungsfeld für die präpermische Zeit beschreiben, lassen die geochronologischen Untersuchungen an der Probe Kit2 den Schluss zu, dass S6 dem Spannungsfeld um 284 Ma entspricht, demnach ist nicht auszuschließen, dass unter dem spätvariszischen Spannungsfeld (S1/S4) orthogonal zur minimalen Hauptspannung (σ_3) Abschiebungen aktiv waren.

Eine weitere Probe, die mit 270 ± 24 Ma ein etwas jüngeres Alter als Kit2 ergeben hat, ist die Probe Pin4, die der Bohrung P6 innerhalb des von Baryt-, Fluorit- und Quarzmineralisationen geprägten Nabburg-Wölsendorfer Reviers entnommen wurde (Wauschkuhn et al. 2024). Das ermittelte Alter entspricht in etwa den aus der Literatur bekannten Altern für das Nabburg-Wölsendorfer Revier (254 ± 6 Ma, 264 ± 4 Ma – Siebel et al. 2010; 270 Ma – Dill et al. 2011), anhand derer von einer permischen Aktivität ausgegangen wird. Das Umgebungsgestein bilden in den Teufen der entnommenen Proben Pin1, Pin2, Pin4 verfestigte und durch Pfahlquarzinfiltrationen silifiziertere Arkosen (Meyer & Mielke 1993). Das ermittelte Alter der als Drusenfüllung auftretenden Fluorite kann zumindest für den NW-Teil des Bayerischen Pfahls als Indiz für die Dauer der Pfahlquarzmineralisation herangezogen werden. So muss entgegen der Ergebnisse von Horn et al. (1986), die ein Alter von 247 ± 21 Ma als Bildungsalter des Bayerischen Pfahls angeben, die Silifizierung der umgebenden Arkosen gegen Ende des Frühen Perms abgeschlossen gewesen sein, ehe eine erneute Fluidmobilisation zur Ausfällung von Fluorit in Hohlräumen und Gängen führen konnte.

Für den weiteren Verlauf des Perms wird ein E-W gerichtetes, kompressives Spannungsregime beschrieben, das zu einer sinistralen Reaktivierung der großen NW-SE verlaufenden Scherzonen führte (Mattern 1995; 2001). Auch der vorliegende Datensatz beinhaltet eine nicht zu vernachlässigende Menge an Störungen, die zu diesem Spannungsfeld gehören könnten (S3, D10). Vor allem in dem Rosendiagramm der Störungen des Blockes Stallwang (Abb. 4) kommt ein konjugiertes Set dextraler, NE-SW streichender und sinistraler, WNW-ESE streichender Seitenverschiebungen zum Tragen, das diesem Spannungsfeld zugeordnet werden kann. Allerdings ist anzumerken, dass der vom Störungset eingeschlossene Winkel etwas über dem idealen Winkel konjugierter Störungen (ca. 60° bei 30° innerer Reibung) liegt.

Während der Trias und des Juras waren weite Teile der Böhmisches Masse von Subsidenz geprägt. Das dominierende extensive Spannungsfeld dieser Zeit war NE-SW ausgerichtet, was die Bildung von Abschiebungen bedingte, die, wie Peterek et al. (1997) beschreiben, nur anhand weniger Aufschlüsse innerhalb triassischer und jurassischer Einheiten nachgewiesen werden konnten. Ein weiteres Ergebnis der geochronologischen Untersuchungen hat für die Probe Kit1 ein Alter von 195 ± 19 Ma ergeben (Wauschkuhn et al. 2024). Die Probe entstammt derselben Lokation wie Kit 2 und lässt auf eine erneute (hydro)thermale Aktivität im Frühen Jura schließen. Wie Wauschkuhn et al. (2024) beschreiben, steht dieses Alter in Einklang mit der fortwährenden hydrothermalen Entwicklung im Verlauf des Mesozoikums (Wolff et al. 2015). Das ermittelte Alter unterstützt die Beobachtungen von Peterek et al. (1997), wonach im Zeitraum zwischen Trias und Jura eine Phase NE-SW ausgerichteter Extension vorherrschte. Im Datensatz wird dieses Spannungsregime durch S6 (D18) widergespiegelt. Da Störungen dieser Streichrichtung bereits im Übergang von Karbon und Perm aktiv waren, kann von einer Reaktivierung vorhandener Störungen ausgegangen werden.

Anhand triassischer und jurassischer Einheiten haben Peterek et al. (1997) eine wenig ausgeprägte Phase von NNE-SSW-Kompression beobachtet, die sie in den Zeitraum der Frühen Kreide einstuften. Dieses kompressive Spannungsregime wird von einer NNE-SSW gerichteten, extensiven Phase abgelöst, die durch auftretende Abschiebungen, die bis auf die Einheiten des Grundgebirges übergreifen, gekennzeichnet ist. Im Datensatz könnte dieses Spannungsfeld durch S5 (D17) oder S6 (D18) zum Ausdruck kommen, wobei von einer teils erneuten Reaktivierung vorhandener Störungen auszugehen ist.

Mit Einsetzen der spätkretazischen Inversionstektonik ging eine Zunahme der tektonischen Aktivität einher (Schröder et al. 1997), die unter anderem zu Hebung und, wie die geochronologische Probe Pin1 (97 ± 5 Ma – Wauschkuhn et al. 2024) zeigt, zur Mobilisation von Fluiden führte, die scheinbar bis zum Ende der Späten Kreide anhielt (Probe Pin2: 66 ± 5 Ma – Wauschkuhn et al. 2024). Es ist anzunehmen, dass die (N)NE-(S)SW gerichtete Verkürzung im Arbeitsgebiet erneut die Reaktivierung vorhandener Störungen nach sich zog. Insgesamt entspricht das Spannungsfeld S2 dieser Situation, wobei die Mehrheit der gemessenen Störungen durch \pm N-S verlaufende, dextrale und E-W verlaufende, sinistrale Seitenverschiebungen (D5 in Abb. 5) gebildet werden. Betrachtet man das Störungsmuster von D5 genauer, so bietet sich ein weiteres Mal die Interpretation als Riedelschersystem (R2, vgl. R1 Pfahl-/Donau-Störung) an. Dabei haben möglicherweise zwei Hauptdeformationszonen mit dextralem Schersinn existiert, zwischen denen sich dextrale, NNW-SSE bis NE-SW streichende Brüche (R) sowie sinistrale, SW-NE bis W-E streichende Brüche (R') gebildet haben. Im Arbeitsgebiet findet sich eine derartige Situation im Block Stallwang wieder. Die (N)NW-(S)SE streichende Stallwang-Störung und die parallel verlaufende Rattenberg-Störung grenzen den Block Stallwang in östliche und westliche Richtung ab. Unter (N)NE-(S)SW-Kompression könnten diese beiden Störungen als dextrale Hauptdeformationszonen fungiert haben, möglicherweise wurden dabei zuvor in R1 aktive Riedelbrüche vom Typ R' reaktiviert. Im System R2 des Blockes Stallwang bilden NNE-SSW bis N-S streichende Störungen die synthetischen Riedel R und die ENE-WSW bis E-W streichenden Elemente die antithetischen Riedel R'. Da im Nordosten der Stallwang-Störung die Einheiten des Grundgebirges auf kreidezeitliche Sedimente überschoben sind, müssen neben der dextralen Scherung auch kompressive Einflüsse gewirkt haben. Wie Abb. 4 zeigt, weicht die Richtungsrose der Störungen im Block Stallwang von denen der umgebenden beiden Blöcke ab. Dies könnte im Falle des Blockes Regensburger Wald damit in Zusammenhang stehen, dass ein mögliches Riedelsystem in der Menge der Daten untergeht. Hingegen überwiegen im Block Hirschenstein deutlich N-S streichende Strukturen, sodass zumindest der vorliegende Datensatz keine Existenz eines Riedelsystems im Block Hirschenstein erkennen lässt. Vermutlich ist die Abweichung von den beiden benachbarten Blöcken, die sich sowohl in den Lineamenten als auch in den Störungen zeigt, auf die Lage des Blockes Stallwang, eingeschlossen zwischen jeweils zwei großen Scherzonen im Norden und Süden sowie im Osten und Westen, zurückzuführen.

Plattentektonische Veränderungen bewirkten eine erneute Änderung des Spannungsfeld im Verlauf des Paläogens hin zu einer (W)NW-(E)SE gerichteten Extension, die bis ins frühe Neogen andauerte (Coubal et al. 2015; Köhler et al. 2022). Es ist zu vermuten, dass S7 (D19) entweder diesem tektonischen Regime zuzuordnen ist oder dass es in Zusammenhang mit der spätkretazischen Inversionstektonik steht, wobei sich parallel zur Achse der größten Hauptspannung (NE-SW) Abschiebungen entwickeln können (Kürschner 2024). Es liegt nahe, dass sich die Abschiebungen durch eine wiederholte Reaktivierung vormals angelegter Störungen entwickelt haben.

Das rezente Spannungsfeld, das sich im Verlauf des Miozäns einstellte und mutmaßlich zur wiederholten Reaktivierung von Störungssystemen führte, ist von einer NW-SE bis N-S gerichteten Verkürzung geprägt (Ahlers et al. 2022; Köhler et al. 2022). Es entspricht somit den Bedingungen, die in spät- bis postvariszischer Zeit herrschten und im vorliegenden Störungsdatensatz durch S1 und S4 abgebildet werden. Auch die Lineamente, die sich in der passenden WNW-ESE- und N-S-Richtung häufen, weisen deutlich auf die rezente bis subrezente Aktivität der zu diesen beiden Spannungsfeldern (S1 & 4) gehörenden Störungen hin. Die hier durchgeführte Störungsanalyse stützt die Annahme (Eberts 2022; Zeitlhöfler 2007), dass das gegenwärtig vorherrschende Spannungsfeld die Reaktivierung günstig ausgerichteter, bereits im späten Variszikum angelegter Störungen (R1) zur Folge hatte und die Lineamente teilweise eine Ausprägung dieser rezenten Störungsaktivität sind.

5 Fazit

Die Ergebnisse der strukturgeologischen Landesaufnahme im wVBW haben zutage gefördert, dass die Einheiten des Grundgebirges ein reichhaltiges sprödektorisches Strukturinventar umfassen. Das Auffinden zahlreicher Störungen mit unterschiedlichen Raumlagen und deren Analyse zeigen, dass die strukturgeologische Entwicklung der untersuchten Einheiten durch wechselnde Spannungsfelder beeinflusst wurde.

Eine erdgeschichtliche Einordnung verschiedener Spannungsfelder kann unter anderem durch geochronologische Untersuchungen oder die Beziehungen zwischen strukturgeologischen, mineralogischen oder stratigraphischen Eigenschaften von Gesteinen erfolgen. Im Falle der vorliegenden Arbeit erlauben vor allem Vergleiche mit früheren Forschungsarbeiten eine Interpretation der Ergebnisse in Bezug auf die geologische Entwicklung des wVBW, dessen heute zu beobachtende tektonische Struktur durch eine mehrphasige sprödektorisches Deformationsgeschichte geprägt ist, die sich in den Einheiten des Grundgebirges bis in die Phase der variszischen Gebirgsbildung zurückverfolgen lässt.

Es ist festzustellen, dass im Verlauf dieser Deformationsgeschichte Spannungsverhältnisse aufgetreten sind, die zur Ausbildung von Störungen gleicher Orientierung mit teils unterschiedlichem Schersinn führten. Mehrfache Wechsel der Spannungsfelder in Zusammenhang mit der Ausbildung von Störungen gleicher Orientierung weisen auf eine Reaktivierung altangelegter Störungen hin. Diese Beobachtungen zeigten sich bereits in früheren Untersuchungen (Quellen nachzulesen in Eberts 2022) und werden durch die vorliegende Arbeit für das Gebiet des wVBW bestätigt.

Im wVBW ist von einer mehrmaligen Reaktivierung der spät- bis postvariszisch entstandenen Strukturen (dextrale \pm NW-SE und sinistrale N-S bis NE-SW streichende Seitenverschiebungen) auszugehen. Im Verlauf des Perms und des Mesozoikums führte die wechselnde Ausrichtung der maximalen Hauptspannung zu wiederholten Richtungsänderungen der Bewegungen entlang reaktivierter Störungen. Gleichzeitig entstanden je nach Anlage der Hauptspannungen neue Störungen, die zu einem späteren Zeitpunkt für Reaktivierungen zur Verfügung standen und stehen.

Die gegenwärtige Topographie der Landschaft ist eng mit der Ausbildung von Lineamenten verknüpft, die als sichtbare Indikatoren geologischer Prozesse fungieren. Diese Lineamente resultieren vielfach aus Störungen, die ihren Ursprung teilweise bereits im Variszikum haben. Sie liefern zugleich wertvolle Hinweise auf die rezente bis subrezente Tektonik und verdeutlichen die tiefgreifende Verwurzelung geologischer Prozesse in der Formung der Morphologie. Der Vergleich der Lineamente mit den erfassten Störungen ermöglicht es, diese komplexen Zusammenhänge zwischen Struktur, Spannung und Landschaft zu erkennen.

Literaturverzeichnis

- Ahlers, S.; Röckel, L.; Hergert, T.; Reiter, K.; Heidbach, O.; Henk, A.; Müller, B.; Morawietz, S.; Scheck-Wenderoth, M. & Anikiev, D. (2022): The crustal stress field of Germany: a refined prediction. – *Geothermal Energy*, 10: 1–32.
- Arthaud, F. & Matte, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – *Geological Society of America Bulletin*, 88 (9): 1305–1320.
- Bauberger, W. & Cramer, P. (1961): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6838 Regenstauf: 220 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

- Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. 4. Auflage: 329 S., München.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2011): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6939 Donaustauf. – Bearbeitung: Horst Peter Hann, Ernst Kroemer, Gerhard Schellmann, Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2024): Digitale Geologische Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25), Augsburg (Stand: 09/2024).
- Brandmayr, M.; Dallmeyer, R. D.; Handler, R. & Wallbrecher, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. – *Tectonophysics*, 248 (1-2): 97–116.
- Coubal, M.; Málek, J.; Adamovič, J. & Štěpančíková, P. (2015): Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massif inferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. – *Journal of Geodynamics*, 87: 26–49.
- Dill, H. G.; Hansen, B. T. & Weber, B. (2011): REE contents, REE minerals and Sm/Nd isotopes of granite- and unconformity-related fluorite mineralization at the western edge of the Bohemian Massif: With special reference to the Nabburg-Wölsendorf District, SE Germany. – *Ore Geology Reviews*, 40 (1): 132–148.
- Eberts, A. (2022): Structural inventory and tectonic activity of the western Bohemian Massif and the adjacent Franconian Basin: new insights from lineament analysis and tectonic geomorphology. – Dissertation: 196 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.
- Eberts, A.; Fazlikhani, H.; Bauer, W.; Stollhofen, H.; de Wall, H. & Gabriel, G. (2021): Late to post-Variscan basement segmentation and differential exhumation along the SW Bohemian Massif, central Europe. – *Solid Earth*, 12 (10): 2277–2301.
- GLA siehe Bayerisches Geologisches Landesamt
- Hahn, T. (2024): Lineamentanalyse im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 113–126, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Horn, P.; Köhler, H. & Müller-Sohnius, D. (1986): Rb–Sr-Isotopengeochemie hydrothermaler Quarze des Bayerischen Pfahles und eines Flusspat–Schwerspat-Ganges von Nabburg–Wölsendorf/Bundesrepublik Deutschland. – *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 58 (3): 259–272.
- Köhler, S.; Duschl, F.; Fazlikhani, H.; Koehn, D.; Stephan, T. & Stollhofen, H. (2022): Reconstruction of cyclic Mesozoic–Cenozoic stress development in SE Germany using fault-slip and stylolite inversion. – *Geological Magazine*, 159 (11-12): 2323–2345.
- Kroner, U. & Romer, R. L. (2013): Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – *Gondwana Research*, 24 (1): 298–329.
- Kürschner, T. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Hinteren Bayerischen Wald. – *Geologica Bavarica*, 130: 190–216, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kürschner, T. & Schwenk, M. A. (2024): Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 127–143, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

LfU siehe Bayerisches Landesamt für Umwelt

Mattern, F. (1995): Late Carboniferous to early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in eastern Bavaria. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Jg. 1993 Heft 9/10: 1471–1490.

Mattern, F. (2001): Permo-Silesian movements between Baltica and Western Europe: tectonics and 'basin families'. – Terra Nova, 13 (5): 368–375.

Meyer, R. K. F. & Mielke, H. (1993): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6639 Wackersdorf: 194 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

Peterek, A.; Rauche, H.; Schröder, B.; Franzke, H.-J.; Bankwitz, P. & Bankwitz, E. (1997): The late- and post-Variscan tectonic evolution of the Western Border fault zone of the Bohemian massif (WBZ). – Geologische Rundschau, 86 (1): 191–202.

Reiter, K.; Heidbach, O.; Reinecker, J.; Müller, B. & Röckel, T. (2015): Spannungskarte Deutschland 2015. – Erdöl Erdgas Kohle, 131 (11): 437–442.

Schröder, B.; Ahrendt, H.; Peterek, A. & Wemmer, K. (1997): Post-Variscan sedimentary record of the SW margin of the Bohemian massif: a review. – Geologische Rundschau, 86 (1): 178–184.

Siebel, W.; Hann, H. P.; Danišik, M.; Shang, C. K.; Berthold, C.; Rohrmüller, J.; Wemmer, K. & Evans, N. J. (2010): Age constraints on faulting and fault reactivation: a multi-chronological approach. – International Journal of Earth Sciences, 99 (6): 1187–1197.

Wauschkuhn, B.; Dunkl, I. & von Eynatten, H. (2024): (U-Th)/He-Altersdatierungen und geochemische Analyse von Fluoriten aus Störungszonen im ostbayerischen Grundgebirge. – Geologica Bavarica, 130: 89–112, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

Wolff, R.; Dunkl, I.; Lange, J.-M.; Tonk, C.; Voigt, T. & von Eynatten, H. (2015): Superposition of burial and hydrothermal events: post-Variscan thermal evolution of the Erzgebirge, Germany. – Terra Nova, 27 (4): 292–299.

Zeitlhöfler, M. (2007): Brittle Petrofabrics in the Central Bavarian Forest (SE Germany). – Dissertation: 249 S., Ludwig-Maximilians-Universität München, München.

Zeitlhöfler, M.; Wagner, B. & Spörlein, T. (2015): Strukturgeologie und Grundwasserführung im ostbayerischen Grundgebirge. – Geologica Bavarica, 112: 64 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

Bildrechte

LfU: Abb. 1, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5, Abb. 6, Abb. 7

Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im östlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes

Michael A. Schwenk

1.2	Morphologie, Geologie, Tektonik	165
1.3	Ausflug in Gesteinsmechanik und Tektonik	167
2	Methodik	168
3	Ergebnisse	170
3.1	Steinbruch Wotzdorf	170
3.1.1	Störungen	170
3.1.2	PBT-Domänen	170
3.1.3	Vergleich Lineamente und Störungen	171
3.2	Gesamtdatensatz	172
3.2.1	PBT-Domänen	172
3.2.2	PBT-Domänen und Raumeinheiten	174
3.2.3	Vergleich Lineamente und Störungen	175
3.2.4	Vergleich Lineamente und Gewässernetz	178
3.2.5	Reaktivierung und Altersabfolge	178
4	Interpretation	179
4.1	Steinbruch Wotzdorf	179
4.2	Gesamtdatensatz	179
4.2.1	PBT-Domänen	179
4.2.2	Variationen der PBT-Domänen-Zusammensetzung	181
4.2.3	Tektonik, Morphogenese und Gewässernetz	182
4.2.4	Altersabfolge	184
5	Zusammenfassung	186

1 Einführung

1.1 Gebietsabgrenzung

Das hier bearbeitete Gebiet wird als östlicher Vorderer Bayerischer Wald (öVBW) angesprochen (Abb. 1). Es erstreckt sich von Patersdorf im äußersten Nordwesten bis dorthin, wo die Donau im Osten das Staatsgebiet nach Österreich verlässt.

Als westliche Begrenzung des Gebietes dient der Einschnitt von Kollbach- und Teisnachtal zwischen Deggendorf und Patersdorf, und nach Osten hin dient die Staatsgrenze zur Einschränkung. Das gesamte Arbeitsgebiet verläuft in einem NW-SE-Streichen und wird im Norden vom Pfahl begrenzt, der in gleicher Richtung streicht, sowie vom Verlauf der Donau im Süden.

Im Gebiet wird die größte Höhe am Einödriegel (1.121 m NHN) erreicht. Der tiefste Punkt des Gebietes liegt am Grenzübertritt (285 m NHN) im Tal der Donau.

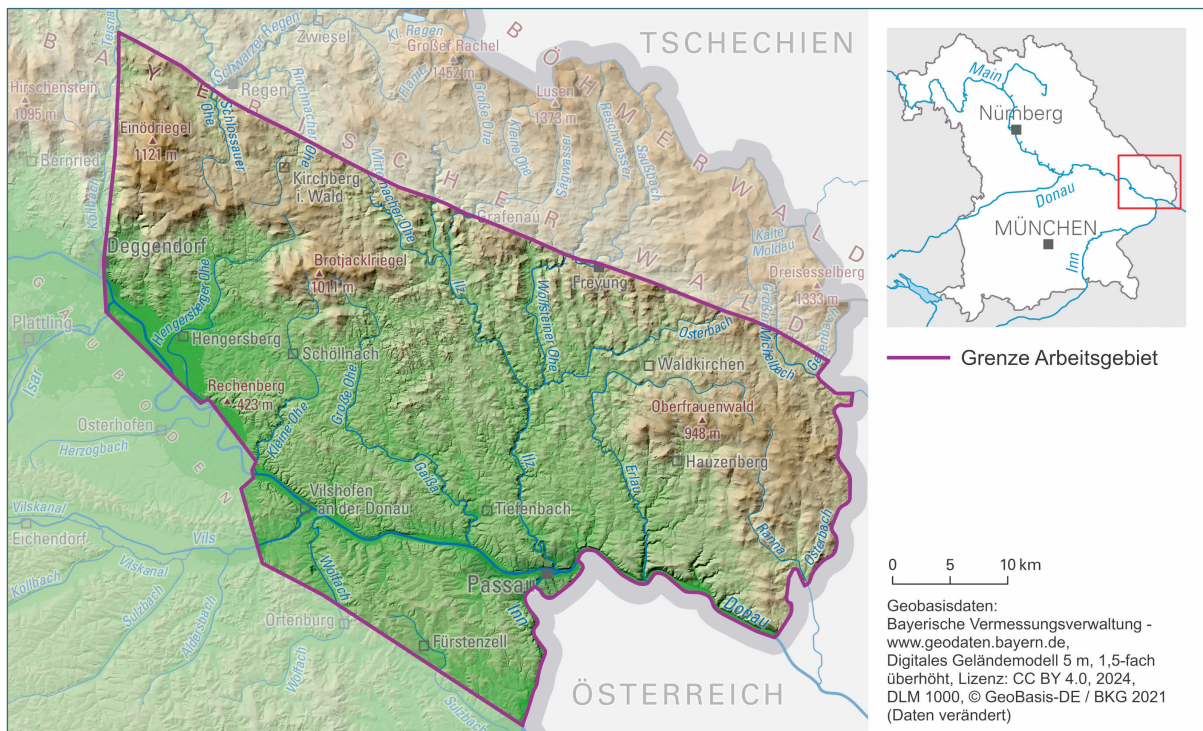


Abb. 1: Übersicht über die Morphologie im Arbeitsgebiet im östlichen Vorderen Bayerischen Wald.

1.2 Morphologie, Geologie, Tektonik

Morphologisch lässt sich das Gebiet dreiteilen. Im Westen dominiert der Höhenzug aus Einödriegel und Breitenauriegel, der sich nach Osten hinüber zum Fürberg erstreckt und an den sich nach Süden der Brotjackriegel anschließt. Nördlich dieses Höhenzuges liegt ein Plateau mit gemäßigter Topographie das sich bis zum Pfahl hin erstreckt und dessen Längsachse in NW-SE-Richtung streicht. Dieses Plateau ist auch hydrologisch allein gestellt, da es nach Norden zum Regen hin entwässert. Alle weiteren Gewässer, die an dem beschriebenen Höhenzug entspringen oder ihn entwässern (Kollbach, Hengersberger und Kleine Ohe, Gaißa) fließen nach Süden direkt in die Donau. Morphologisch geprägt wird dieser Teil von vielen N-S und ENE-WSW streichenden Lineamenten (Hahn 2024). Der zentrale Bereich des Arbeitsgebietes liegt südlich und südöstlich des beschriebenen Höhenzuges. Südlich des Höhenzuges ist die Topographie gemäßig und zeigt wenige markante Lineamente. Zur Donau hin, die zwischen Hengersberg und Passau trapezförmig einen niedrigen Höhenzug

einschließt, ist die Topographie ausgeprägter. In diesem Bereich schneiden sich im Westen und Osten jeweils die Kleine Ohe und die Gaißa ein. Dieser untergeordnete Höhenzug direkt an der Donau wird scharf nach Nordosten und Südwesten von NW-SE streichenden Lineamenten abgegrenzt. Nach Osten zur Staatsgrenze hin steigt das Gelände um Hauzenberg noch einmal an. Dieser Höhenzug wird von Erlau und Ranna entwässert. Es herrschen auch hier Lineamente vor, die etwa in N-S-Richtung streichen und es sind untergeordnete Elemente in E-W-Richtung vorhanden.

Geologisch wird der öVBW dem Moldanubikum sensu stricto zugeordnet. In diesem Gebiet umfasst dies sowohl die „Monotone Serie“ als auch die „Bunte Serie“. Lithologisch schließt dies Paragneise, Amphibolite, Marmore, leukokrate Gneise und Graphit führende Gneise ein. Eine lithologische Variation, die den VBW ausmacht, sind die anatektischen Gesteine. Dabei handelt es sich um lokal unterschiedlich stark aufgeschmolzenes Gestein, das genetisch von Graniten unterschieden wird, da die Schmelze nicht migrierte. Diese Gesteine werden als Diatexite angesprochen. Zudem liegen in diesem Bereich verschiedene und unterschiedlich große Intrusionskörper. Dies sind von Osten nach Westen der Hauzenberger, der Fürstensteiner und der Lallinger Pluton, der Patersdorfer Granit, sowie zahlreiche Plutonite, die keinem Pluton zugeordnet sind. Auffällig ist zudem das Auftreten von jüngeren Ablagerungen nördlich der Donau, wo diese in Buchten in das Grundgebirge reichen oder auf diesem aufliegen. Dabei handelt es sich meist um klastische Sedimente aus dem Miozän und Pleistozän. Diese treten bei Deggendorf in der N-S laufenden Talung des Kollbach auf, bei Hengersberg in einem breiten, sich nach Osten erstreckenden Bereich, sowie zwischen Hengersberg und Passau in vielen verschiedenen Vorkommen.

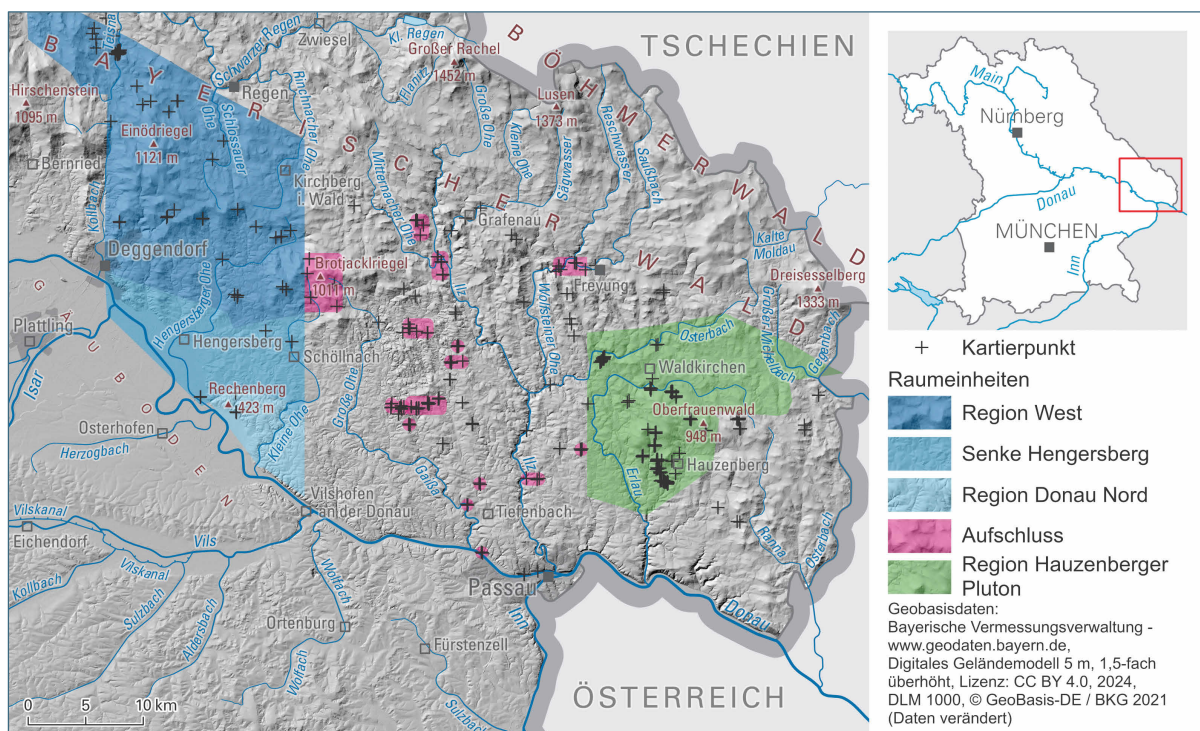


Abb. 2: Übersicht über das Arbeitsgebiet im östlichen Vorderen Bayerischen Wald. Die Karte ist dreigeteilt und zeigt verschiedene Polygone, die für die Gruppierung der Kartierpunkte genutzt wurden. Die dargestellten Polygone sind lediglich in Ausschnitten gezeigt und decken eigentlich das gesamte Arbeitsgebiet ab. Die Polygone werden hier als Raumeinheiten bezeichnet und die durch diese Flächen vorgenommene Unterteilung des Datensatzes ist relevant in der folgenden Auswertung. Ganz im Osten ist ein Ausschnitt der Einteilung nach Plutonregionen (Bereich des Plutons und dessen Umgebung) zu sehen. Punkte die nicht in ein entsprechendes Polygon fallen werden in der Gruppe Umgebungsgestein geführt. Im zentralen Bereich finden sich Beispiele für die kleinste Raumeinheit, die an Aufschlüssen, wie Steinbrüchen, orientiert ist. Ganz im Westen sind größere Regionen zu sehen, die nach der Morphologie und dem Verlauf von Lineamenten 1. Ordnung abgegrenzt wurden.

Tektonisch wird das Arbeitsgebiet von zwei Elementen dominiert, die hier bereits erwähnt wurden. Diese sind die Pfahl- sowie die Donau-Störung, die das Arbeitsgebiet an den längsten Außenseiten begrenzen. Im Umfeld dieser großen Störungszonen treten daher auch verschieden stark mylonitisierte Gesteine auf. Der Kern des Pfahls besteht aus einem Quarz-Härtling.

1.3 Ausflug in Gesteinsmechanik und Tektonik

Die Untersuchung von Störungszonen reicht weit zurück und es war Suess (1883), der die Bezeichnung der „Blätter“ für hauptsächlich horizontale Verschiebungen einführte. Im Englischen werden diese Blattverschiebungen unter verschiedenen Termini geführt, darunter „wrench faults“, „transcurrent faults“ oder „strike-slip faults“ (Moody & Hill 1956). Auch bei der Pfahl-Störung und der Donau-Störung handelt es sich um dextrale Blatt- oder Seitverschiebungen, die schon im Zuge der variszischen Orogenese angelegt wurden (Kroner & Romer 2013; Matte 2001; Mattern 1995). Solche Seitverschiebungen und ihre Auswirkungen auf den duktilen sowie den spröden Teil der Kruste werden immer wieder mittels Feldstudien und Analogmodellen untersucht, um aus ihnen allgemeingültige Theorien abzuleiten (Anderson 1905; Byerlee 1978; Cloos 1928; Freund 1974; Moody & Hill 1956; Richard et al. 1995; Ron et al. 1993; Schreurs 1994; Tchalenko & Ambraseys 1970; Thatcher & Hill 1991). Die Ähnlichkeit und die Übereinstimmungen zu den Untersuchungsobjekten bei dieser Vielzahl an Studien mit dem Grundgebirge im Bayerischen Wald ist zum einen wahrscheinlich, zum anderen augenfällig. Cloos (1928) und Riedel (1929) führten ihrerzeit Experimente mit Analogmodellen durch, in denen sie Strukturen der einfachen Scherung untersuchten, und Riedel beschrieb die Geometrie der gestaffelten Störungen, die oberhalb einer tiefliegenden Störung entstehen. Diese Störungen in einem untergeordneten Störungssystem sind allgemein als Riedel Störungen bekannt (Tchalenko & Ambraseys 1970). Die Ausrichtung der synthetischen Riedel(-Störungen) R zur primären Deformationszone (PDZ) wird wie folgt berechnet

$$R = PDZ + \phi/2,$$

die der antithetischen Riedel R'

$$R' = PDZ + (90^\circ - \phi/2),$$

wobei PDZ den Winkel ihres Streichens meint und ϕ der Winkel der inneren Reibung ist. Riedel Störungen wurden bereits in vielen Analogmodellen und Störungszonen beobachtet, beschrieben und untersucht (Freund 1974; Schreurs 1994; Tchalenko & Ambraseys 1970). Auch die Entstehung von Riedel Störungen zwischen zwei parallelen Störungszonen, wie sie mit der Pfahl-Störung und der Donau-Störung vorliegen, wurden untersucht (Richard et al. 1995). Es ist ebenfalls bekannt, dass die Rotation von Gesteinsblöcken in Störungszonen, und in Riedelsystemen im speziellen, geometrische Probleme aufwerfen, die durch die Extrusion des Gesteins behoben werden können (Freund 1974; Mandl 1987) und sich in „pressure ridges“ oder „compressional pop-up structures“ abzeichnen (Mandl 1987; Richard et al. 1995).

Das Grundgebirge im Bayerischen Wald ist erdgeschichtlich alt und hat im Laufe seiner Existenz eine komplexe tektonische Geschichte durchlebt (Kürschner & Schwenk 2024). Diese Geschichte ist eng verknüpft mit der Entwicklung Zentraleuropas und diese wurde bereits beschrieben (Kürschner & Schwenk 2024). Dass auch im Bayerischen Wald Riedelsysteme vorliegen, wurde von Hofmann (1962) angedeutet, aber nicht erkannt. Zeithöfler (2007) und Eberts (2022) verwenden Hofmanns Beobachtungen und deren Interpretation als Riedelsystem, um in ihren Lineamentanalysen aus den Vorzugsrichtungen auf mögliche Störungen und Spannungsfelder zu schließen. Zeithöfler (2007) merkt an, dass Daten über Störungsflächen mit Schersinn im Bayerischen Wald fehlen oder diese kommen

vor allem aus dem Deckgebirge (zum Beispiel Bergerat & Geyssant 1982; Köhler et al. 2022). Im Zuge der geologischen Landesaufnahme in Bayern wurden stellenweise solche Störungsdaten erhoben (LfU 2011; Zeitlhöfler et al. 2015).

Die bisherigen Erhebungen von Störungsdaten sowie die Verortung von Störungszonen im bayerischen Grundgebirge sind nur an einzelnen Stellen von höherer Dichte. Im Projekt „Strukturgeologie und Vulkanismus im bayerischen Grundgebirge“ wurden im Bayerischen Wald, als erstem Projektgebiet, weiträumig in Aufschlüssen zugängliche Störungsflächen erfasst. Die Erhebung dieser Daten im öVBW lässt nun eine erste Analyse der regional auftretenden Störungen zu, auch der Vergleich mit bekannten Paläospannungsfeldern und dem Inventar an Lineamenten bietet sich an.

2 Methodik

Grundsätzliches zur Methodik wurde bereits im allgemein einleitenden Teil geschrieben (Kürschner & Schwenk 2024).

Im vorliegenden Gebietsdatensatz wurde für insgesamt 25 Flächen eine Winkelabweichung zwischen Fläche und Linear von $>10^\circ$ festgestellt. Die Menge der Punkte die daher als kritisch zu betrachten sind ist relativ klein im Verhältnis zu allen Daten. Drei der kritischen Messpunkte sind Teil eines Linearpaars auf derselben Fläche, die eine relative Altersabfolge anzeigen. Daher wurde auf das Aussortieren verzichtet, da nur drei der 25 Flächen wirklich große Fehler ($>35^\circ$) aufweisen und im Gebietsdatensatz wenig Aussagekraft haben.

Im öVBW liegen zudem Störungsmessungen aus Bestandsdaten des LfU vor. Der Gebietsdatensatz wurde folglich um 577 Messpunkte ergänzt.

Der Gebietsdatensatz enthält auch solche Messpunkte, für die keine Kinematikindikatoren gefunden wurden, oder bei denen die Indikatoren nicht eindeutig waren. Grundsätzlich wurden für die Auswertung nur solche Datenpunkte herangezogen, bei denen die Kinematik bestimmt werden konnte. Zusätzlich wurden auch solche Datenpunkte ohne bestimmte Kinematik in eine parallele Auswertung mit aufgenommen, für welche der Schersinn durch Orient berechnet wurde. Die zugrundeliegende Funktion in Orient ist nicht zugänglich, ihre Parameter können nicht geändert werden. Orient legt für die Berechnung des Schersinns ein transtensives Spannungsfeld zugrunde. Das Abgleiten des Hangenden gibt den Schersinn vor, weshalb der so berechnete Datensatz nicht mit der Realität vergleichbar ist. Nichtsdestotrotz führte die Auswertung der berechneten Schersinne zu interessanten Beobachtungen.

Wie bereits im allgemeinen Teil ausgeführt wurde (Kürschner & Schwenk 2024), fehlt in der verwendeten Software Orient eine Möglichkeit für die automatisierte und strukturierte Auswertung des Gesamtdatensatzes oder der Gebietsdatensätze. Um eine Strukturierung des Datensatzes für die händische Einteilung in PBT-Domänen vorzunehmen, wurden zu Anfang möglichst wenige Messpunkte mit geographischem Bezug (etwa um einen Steinbruch herum; Abb. 2 zentraler Ausschnitt) in Unterdatsätze gegliedert. Dies gewährleistete eine gute Übersichtlichkeit der Daten für die Gliederung in PBT-Domänen.

Im vorliegenden Arbeitsgebiet wurden zudem zwei weitere großflächige Unterteilungen vorgenommen. Die weitere Auswertung wurde vorgenommen, nachdem die PBT-Domänen in der kleinsten Raumeinheit (Aufschlüsse) vereinheitlicht wurden und diese Zuordnung auf den Gebietsdatensatz übertragen wurde. Dabei handelt es sich einerseits um eine lithologische und andererseits um eine morphologische Unterteilung. Ein Beispiel für Erstere ist im rechten Drittel von Abb. 2 zu sehen. Im gesamten Arbeitsgebiet wurden Plutonregionen (Bereich des Plutons und dessen Umgebung) unterschieden (Regionen Hauzenberger, Fürstensteiner und Lallinger Pluton sowie Region Patersdorfer

Granit). Kartierpunkte, die nicht in eine Plutonregion fallen, werden in der Gruppe Umgebungsgestein geführt. Das Umgebungsgestein schließt also neben Intrusiva auch Paragneise, Amphibolite, Marmore, leukokrate Gneise und Graphit führende Gneise, Mylonite, Diatexite und zuletzt auch die Sedimente und Sedimentgesteine des Deckgebirges mit ein. Ein Beispiel für die zweite Raumeinheit ist im linken Drittel der Abb. 2 zu sehen. Für diese Unterteilung wurden die Lineamente 1. Ordnung zu Polygonen verschnitten und unter diesen vielen Polygonen wurden solche zusammengefasst, die morphologisch auffällige Regionen vereinen. Im gesamten Arbeitsgebiet wurden die Regionen West, Zentral, Ost und Donau Nord sowie die Senke Hengersberg unterschieden.

ID	Kartierpunkt	Fehler [°]	Harnisch Generationen
500037	6943KG015046	14	
500052	7044KG015019	20	
500084	7144KG015009	17	
500133	7146KG016081	21	
500192	7244KG015081	17	
500210	7245KG015115	12	Teil eines Paares
500215	7245KG015115	11	
500232	7245KG015118	11	
500301	7246KG015133	13	
500314	7246KG015141	14	
500327	7247KG015032	20	
500333	7247KG015034	13	Teil eines Paares
500337	7247KG015034	16	
500342	7247KG015035	16	
500348	7247KG015035	12	
500381	7247KG015050	15	
500424	7346KG015022	21	
500479	7347KG015038	65	
500492	7347KG015043	12	
500528	7347KG015055	20	
500530	7347KG015056	41	
500555	7347KG015066	11	
500562	7347KG015067	13	
500597	7347KG015079	35	
500629	7347KG015092	13	Teil eines Paares

Tab. 1:
Übersicht der 25 Messpunkte, bei denen die Flächen und Lineare einen Fehler >10° aufweisen.

Wie ebenfalls in der allgemeinen Einführung erwähnt, wurde das Auftreten der Domänen mit verschiedenen Mineralisationen auf den Störungsflächen verknüpft. Dabei wurden Quarz, Eisen(hydr)oxide und Calcit unterschieden.

Zudem wurden die Ergebnisse einer in diesem Projekt durchgeführten Lineamentanalyse herangezogen (Hahn 2024), um diese mit den im öVBW vorgenommenen Störungsmessungen zu vergleichen. Daneben wurden die Lineamente mit dem Gewässernetz im Arbeitsgebiet in Verbindung gebracht.

Zuletzt wurde das verhältnismäßige Auftreten der Domänen in der Gruppe der Flächen mit Reaktivierungen, also jüngeren und älteren Harnischlinearen, unterschieden und aus den Altersbeziehungen wurde eine Altersmatrix erstellt.

3 Ergebnisse

Im öVBW wurden im Rahmen des Strukturgeologie Projektes 720 Störungsflächen aufgenommen. Mit den 577 aus Bestandsdaten des LfU hinzugefügten Messpunkten liegt ein Datensatz von 1.297 Messungen vor. Von diesen Flächen waren 481 Flächen solche, an denen der Bewegungssinn ermittelt und eingestuft werden konnte. Die im Feld angetroffenen Störungsflächen waren sehr unterschiedlich. Bei natürlichen Felsfreistellungen und Fahrbahn-/Wegböschungen waren die vorgefundenen Flächen klein (wenige m² bis cm²). In großen Aufschlüssen, meist aktive oder inaktive Steinbrüche, waren hingegen auch Flächen mit Längen im Zehner-Meter-Maßstab als Störungsflächen zu identifizieren. Die Bewegung der aufgenommenen Flächen war im entsprechenden Fall gut anhand von Faserharnischen zu erkennen. Die Mineralfasern waren vornehmlich in Quarz ausgebildet, sehr wenige Flächen zeigten Calcit-Fasern oder (vermutlich) Turmalin-Nadeln. Als sekundäre Minerale ohne Fasern/Nadeln waren sehr häufig Eisen(hydr)oxide oder andere (Hydr)Oxide, etwa von Mangan, anzutreffen.

Für die vielen Messungen von Störungsflächen und die gleichfalls festgestellten Schersinne wurden die sich ergebenden PBT-Achsen ermittelt und die Flächen in übergeordnete Spannungsfelder (hier weiter als Domänen) eingeordnet. Zum einen kann so der Datensatz strukturiert und übersichtlicher gemacht werden. Zum anderen können die so zusammengefassten Störungsflächen auch mit der Chronologie der Paläospannungsfelder abgeglichen werden.

3.1 Steinbruch Wotzdorf

3.1.1 Störungen

Im Steinbruch Wotzdorf, der sich direkt südwestlich von Hauzenberg befindet, sind Zerrüttungszonen aufgefallen, die um WNW-ESE bis NW-SE streichen. Dabei handelt es sich zum einen um ein sehr schmales Band (Abb. 3a) dessen Streichrichtung bei 103° liegt. Zum anderen sind breitere Zonen mit zerrüttetem Gestein zu finden (Abb. 3b), deren Streichrichtung um 140° liegt. Auf Flächen die parallel zu diesem Streichen liegen sind zudem Calcit-Faserharnische zu finden (Abb. 3c). Die beiden Richtungen finden sich außerdem in den südlichen Wänden des Steinbruches wieder, die in ihrem Streichen um 110° und 140° ausgerichtet sind.

3.1.2 PBT-Domänen

In Abb. 4 werden exemplarisch alle Messpunkte im Steinbruch Wotzdorf gezeigt. Die visuelle Zusammenfassung ähnlicher Elemente verdeutlicht das vorherrschende Streichen der Flächen und deren Schersinn. So wird die Aussage der Karte in Abb. 4 greifbar. Es dominieren im Kartenausschnitt vier Domänen und weitere vier sind von untergeordneter Natur. Zwei der insgesamt 124 Flächen konnten keiner Domäne zugeordnet werden.

Das Gros der Flächen (24) versammelt sich in den Domänen 1 und 4 (D1, D4; Abb. 4a & c). In D1 werden die um N-S bis NNE-SSW streichenden Flächen sinistral bewegt. Die WNW-ESE streichenden Flächen werden dextral bewegt. So können die Flächen der D1 als konjugiert betrachtet werden. Die nach NW-SE streichenden Flächen in D4 werden sinistral bewegt. D1 und D4 eint, dass sie beide durch Spannungsfelder mit einer im NW-SE-Quadranten liegenden maximalen Hauptspannung beschrieben werden. Die Kompressionsrichtung bei D1 ist dabei NNW-SSE orientiert und bei D4 WNW-ESE. In die Domänen 2 und 5 (D2, D5; Abb. 4b & d) fallen fünf Flächen. In beiden Domänen streichen alle Flächen um N-S (NNW bis NNE), sie sind dextral bewegt und auch das Spannungsfeld ist jeweils mit der maximalen Hauptspannung in Richtung NE-SW orientiert. Die verbleibenden vier Domänen versammeln insgesamt fünf Flächen (Abb. 4e–h). Mit Ausnahme einer Fläche (Abb. 4e), welche in die Domäne 7 gehört, lassen sich alle anderen extensionalen Spannungsregimen zuordnen.



Abb. 3:
Hier sind ausgewählte Ansichten von Zerrüttungszonen im Steinbruch Wotzdorf zu sehen. Wie in (a) zu sehen, kann das Gestein in schmalen Bändern (<10 cm) oder breiten Abschnitten (etwa 2 m), wie in (b), zerlegt sein. Auf Flächen, die parallel zu der Zerrüttung in (b) streichen, sind häufig Calcit-Faserharnische zu finden, wie in (c) dargestellt.

3.1.3 Vergleich Lineamente und Störungen

Ein interessanter Vergleich lässt sich zwischen den an der Morphologie ermittelten Lineamenten und den im Gestein angetroffenen Störungsflächen anstellen (Abb. 4i & j). Ein solcher Vergleich nützt bei der Lokalisierung von konkreten Störungen. Zudem ist er nützlich bei Überlegungen zu rezenten, die Morphologie prägenden tektonischen Aktivitäten, und zu den im Gestein angetroffenen tektonisch erzeugten Störungsflächen. Hierfür werden Rosendiagramme erstellt, die die Menge der in gleicher Richtung streichenden Elemente zeigen. Die Lineamente streichen hauptsächlich in zwei Richtungen. Die dominanteste Richtung ist ESE-WNW und die untergeordnete Richtung ist NNE-SSW. Die Störungsflächen streichen ebenfalls hauptsächlich in zwei Richtungen. Die vorherrschende Richtung ist hier NNE-SSW und die untergeordnete Richtung ist NW-SE. Das Streichen der Lineamente und der Störungsflächen stimmt in der Richtung NNE-SSW etwa überein. Hingegen ist die verbleibende ENE-WSW-Richtung der Lineamente und die NW-SE-Richtung der Störungsflächen bei der jeweils anderen Struktur nicht wiederzufinden.

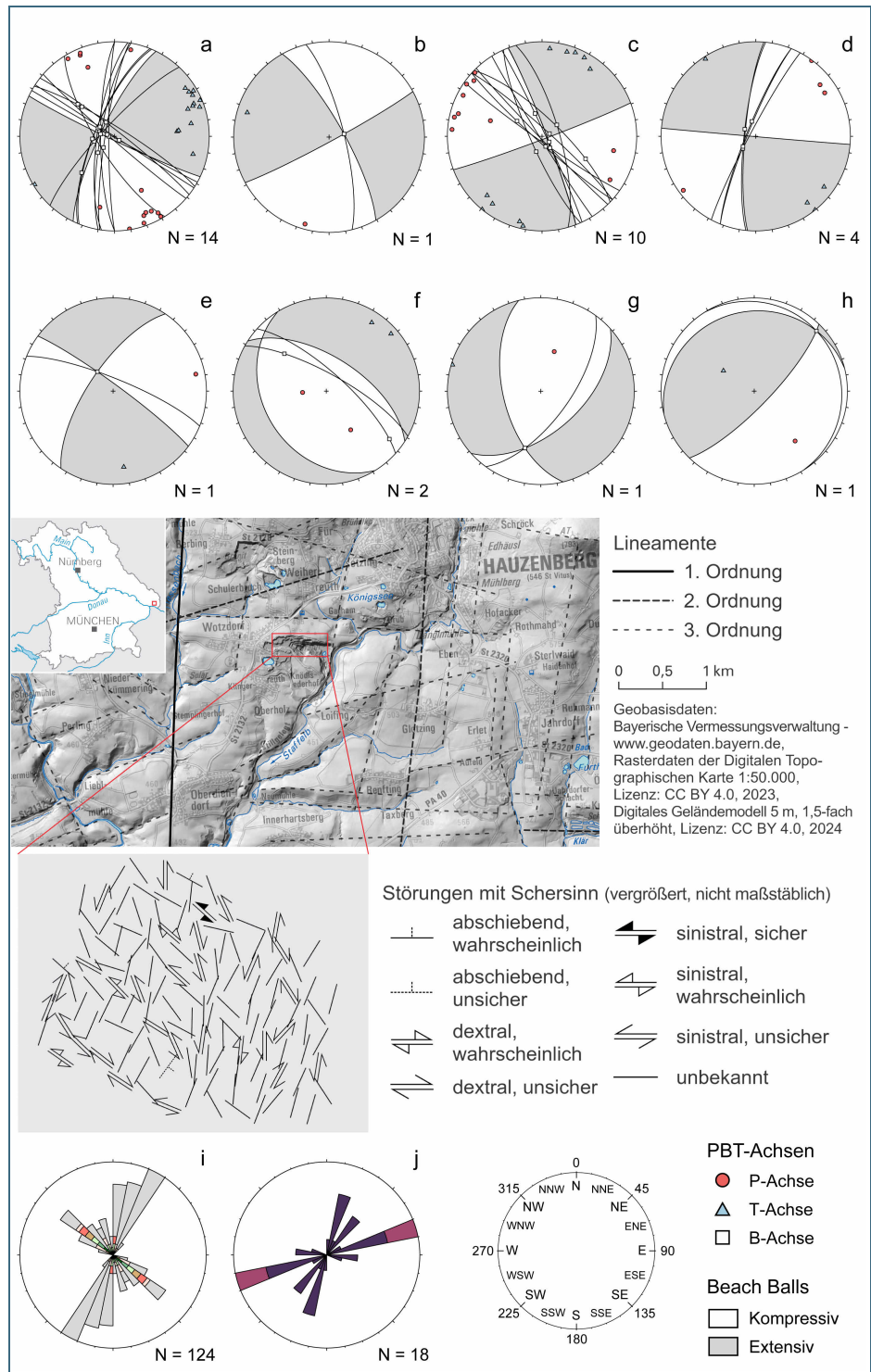


Abb. 4: Übersicht der Messungen im Steinbruch Wotzdorf (Fm. Bachl). Oben sind acht unterscheidbare PBT-Domänen dargestellt (a–h). Darunter findet sich eine Kartenansicht der Messungen. Deren Verteilung ist willkürlich und stellt nicht die Lage der Messpunkte dar. Zudem sind die Lineamente in der Karte hinterlegt. Ganz unten findet sich eine Übersicht der Ausrichtung der Lineamente und der Störungen (i) & (j) in Rosendiagrammen. Zur Erläuterung der Farben der Rosendiagramme in (i) und (j) siehe Abb. 7.

3.2 Gesamtdatensatz

3.2.1 PBT-Domänen

Regionale Übereinstimmungen der ursächlichen Spannungsfelder im Gesamtdatensatz zeigen sich, nachdem alle lokal ermittelten PBT-Domänen vereinheitlicht und auf den Gesamtdatensatz übertragen wurden. In Abb. 5 sind zwölf im Arbeitsgebiet unterscheidbare Domänen abgebildet. Insgesamt konnten 23 Störungsflächen keiner dieser Domänen zugeordnet werden. Die Domänen 1 bis 4 (D1–D4; Abb. 5a–d) der ersten Reihe zeigen Domänen, in denen die maximale Hauptspannung jeweils etwa in

NW-SE- bis N-S-Richtung und die minimale Hauptspannung jeweils in etwa in NE-SW- bis E-W-Richtung liegen. Die Lage der Haupteinengungsrichtung für D1 bis D3 und der Betrag der Abweichung im Bezug zu D1 sind in Tab. 2 festgehalten. Bei D1 bis D3 handelt es sich um Blattverschiebungsregime. Bei D4 liegt ein Aufschiebungsregime vor. Die Domänen D1 bis D4 sind in absteigender Ordnung nach der Menge der beinhalteten Messungen geordnet. Insgesamt fallen 238 Messpunkte in die Domänen D1 bis D4. Ähnlich wie bei D1 bis D4 sind auch die Domänen 5 bis 7 (D5–D7; Abb. 5e–g) in einer Reihe geordnet. Diese drei Domänen lassen sich ebenfalls als Blattverschiebungsregime interpretieren, wobei die maximale Hauptspannung in NE-SW- und die minimale Hauptspannung in NW-SE-Richtung orientiert ist. Auch für D5 bis D7 wurde die Lage der Haupteinengungsachse abgeschätzt und der jeweilige Betrag der Abweichung zu D5 berechnet (Tab. 2). Insgesamt werden 98 Messpunkte von D5 bis D7 vereint. In Domäne 8 (D8; Abb. 5h) sind 62 Störungen zusammengefasst, die zu einem Blattverschiebungsregime mit ESE-WNW orientierter maximaler Hauptspannung gehören. Die dritte Reihe der Abb. 5 beinhaltet Domänen, die sich durch ein extensives Spannungsfeld auszeichnen und ebenfalls mit absteigender Flächenzahl sortiert sind. Die Domänen der dritten Reihe haben keine Gemeinsamkeiten bei der Ausrichtung der Spannungsfelder. Insgesamt fallen 55 Flächen in die Domänen mit extensiven Spannungsregimen. In Domäne 9 (D9; Abb. 5i) liegt die Extensionsachse in E-W-Richtung. In Domäne 10 (D10; Abb. 5j) ist die Extensionsachse in NE-SW-Richtung orientiert. In Domäne 11 (D11; Abb. 5k) ist die Extension in NW-SE-Richtung angezeigt. In Domäne 12 (D12; Abb. 5l) liegt die Dehnungsachse in N-S-Richtung. Die PBT-Domänen lassen sich in die drei bereits angedeuteten Gruppen und eine einzelne Domäne einteilen. Dies wird in Tab. 3 dargestellt.

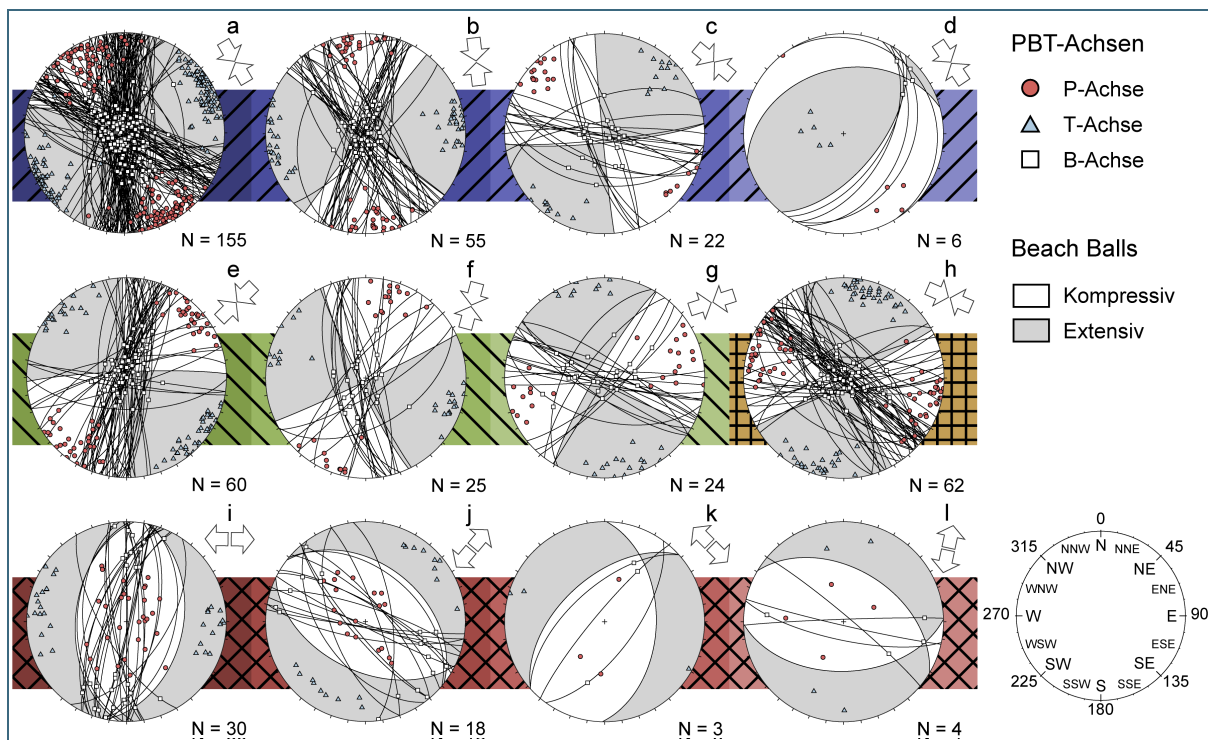


Abb. 5: Darstellung aller in der Auswertung berücksichtigten PBT-Domänen. Die Nummerierung der Domänen folgt der Buchstabenfolge (a–l, D1–D12). Die hier dargestellten Abbildungen zeigen stets die untere Hemisphäre im Schmidt'schen Netz, in die alle Elemente (PBT-Achsen, Großkreise) projiziert werden. Die hinterlegten Schraffuren verbinden die Domänen einer Gruppe und stimmen mit den Schraffuren in Abb. 6 überein.

Tab. 2: Abgeschätzte Orientierungen der Haupteinengungsachsen von sechs Domänen ($\angle\sigma_1$). Dazu jeweils die Abweichung zwischen der Orientierung der ersten Kompressionsachse jeder Reihe und den beiden weiteren Achsen ($\Delta\alpha$).

Domäne	D1	D2	D3	D5	D6	D7
$\angle\sigma_1$	330°	350°	305°	50°	20°	75°
$\Delta\alpha$	0°	+20°	-25°	0°	-30°	+25°

Gruppe 1	D1, D2, D3, D4	NW-SE-Kompression
Gruppe 2	D5, D6, D7	NE-SW-Kompression
	D8	ESE-WNW-Kompression
Gruppe 3	D9, D10, D11, D12	Extension

Tab. 3:

Die in Abb. 5 gezeigten PBT-Domänen werden hier mit ihrer jeweiligen Zuordnung zu einer Gruppe gezeigt. Daneben wird die Ausrichtung der etwa gleichartigen Spannungsfelder für jede Gruppe geführt.

3.2.2 PBT-Domänen und Raumeinheiten

Es ist möglich, dass in unterschiedlichen Bereichen des Grundgebirges verschiedene Spannungsfelder bei der Ausprägung der Störungen dominierten. Um solche Unterschiede zu beleuchten, wurde das Arbeitsgebiet in verschiedene Raumeinheiten unterteilt und für diese das relative Auftreten der PBT-Domänen in Säulendiagrammen aufgetragen (Abb. 6). Zwischen den Typen der Raumeinheiten (hier Plutonregionen (Bereich des Plutons und dessen Umgebung) bzw. morphologische Abgrenzung von Regionen) kommen teilweise flächenmäßig große Überschneidungen vor. Die Region Hauzenberger Pluton liegt etwa hälftig in der Region Ost und der Region Zentral. Die Region Fürstensteiner Pluton liegt in der Region Zentral. Die Regionen Patersdorfer Granit und Lallinger Pluton liegen in der Region West. Es ist augenfällig, dass sich die Balken dieser Überlappungen gleichen. Die Messungen im Umgebungsgestein (Kartierpunkte außerhalb der Plutonregionen) decken sich mit den Ergebnissen des Gesamtdatensatzes. Die anteilig meisten Messungen stammen aus den Regionen Hauzenberger und Fürstensteiner Pluton, respektive den Regionen Ost und Zentral (Abb. 6). Auch bei diesen Gruppen ist die Ähnlichkeit zum Gesamtdatensatz groß. Die meisten Messungen in der Region West stammen aus der Region Patersdorfer Granit (Abb. 6). Und auch hier stimmen die auftretenden Domänen gut überein, unterscheiden sich aber deutlicher vom Gesamtdatensatz. In der Region Lallinger Pluton wurden nur 10 Störungsflächen gemessen und deren Kinematik bestimmt.

Zu ergänzen ist hier, dass innerhalb der Region Donau Nord, an deren nordwestlichem Ende, insgesamt vier Messungen in der oberjurassischen Voglarn-Formation liegen. Allerdings wurde auf keiner der Flächen die Kinematik bestimmt. Es handelt sich um scheinbar rein mechanisch gebildete Lineare. Alle Flächen streichen um NE-SW und zeigen Einfallen zwischen 50 und 87°.

Auch bei den Mineralisationen fallen bei der Verteilung der Domänen keine großen Unterschiede zum Gebietsdatensatz auf. Es tritt also keine der Mineralisationen gehäuft in einer der Gruppen von Spannungsfeldern auf. Aus dem Datensatz selbst lassen sich noch folgende Informationen ergänzen. Sowohl Quarz als auch Eisen(hydr)oxide treten vor allem auf N-S streichenden Flächen auf. Calcit hingegen kommt vor allem auf Flächen mit N(NW)-S(SE)- und (W)NW-(E)SE-Ausrichtung vor.

Im Gesamtdatensatz machen etwa 50 % der Messungen solche Störungen aus, die in einem NW-SE ausgerichteten, kompressiven Spannungsfeld bewegt wurden (Gruppe 1, blau). Weitere 25 % der Messungen stammen von Störungsflächen, die in einem Spannungsfeld mit NE-SW ausgerichteter Kompressionsachse bewegt wurden (Gruppe 2, grün). Die verbleibenden 25 % der Messungen wurden zu einer Hälfte auf Störungsflächen gemessen, die unter einem Spannungsfeld mit ESE-WNW ausgerichteter Kompressionsachse (D8, braun) bewegt wurden und zur anderen Hälfte von Störungen

die unter verschiedenen extensiven Bedingungen bewegt wurden (Gruppe 3, rot). Wie bereits beschrieben, sind die Ergebnisse aus den Untergliederungen nicht sehr unterschiedlich von den Ergebnissen des Gesamtdatensatzes. Jedoch fällt auf, welche Relevanz die Störungen aus einem extensiven Spannungsfeld, vor allem mit E-W- und NE-SW-Dehnung, in der Region Patersdorfer Granit und auch in der Region West haben.

Die Region Lallinger Pluton, die Senke Hengersberg und die Region Donau Nord vereinen jeweils 10 Flächen oder weniger auf sich. Auch Altersabfolgen der Harnischlineationen wurden nur an 21 Flächen bestimmt.

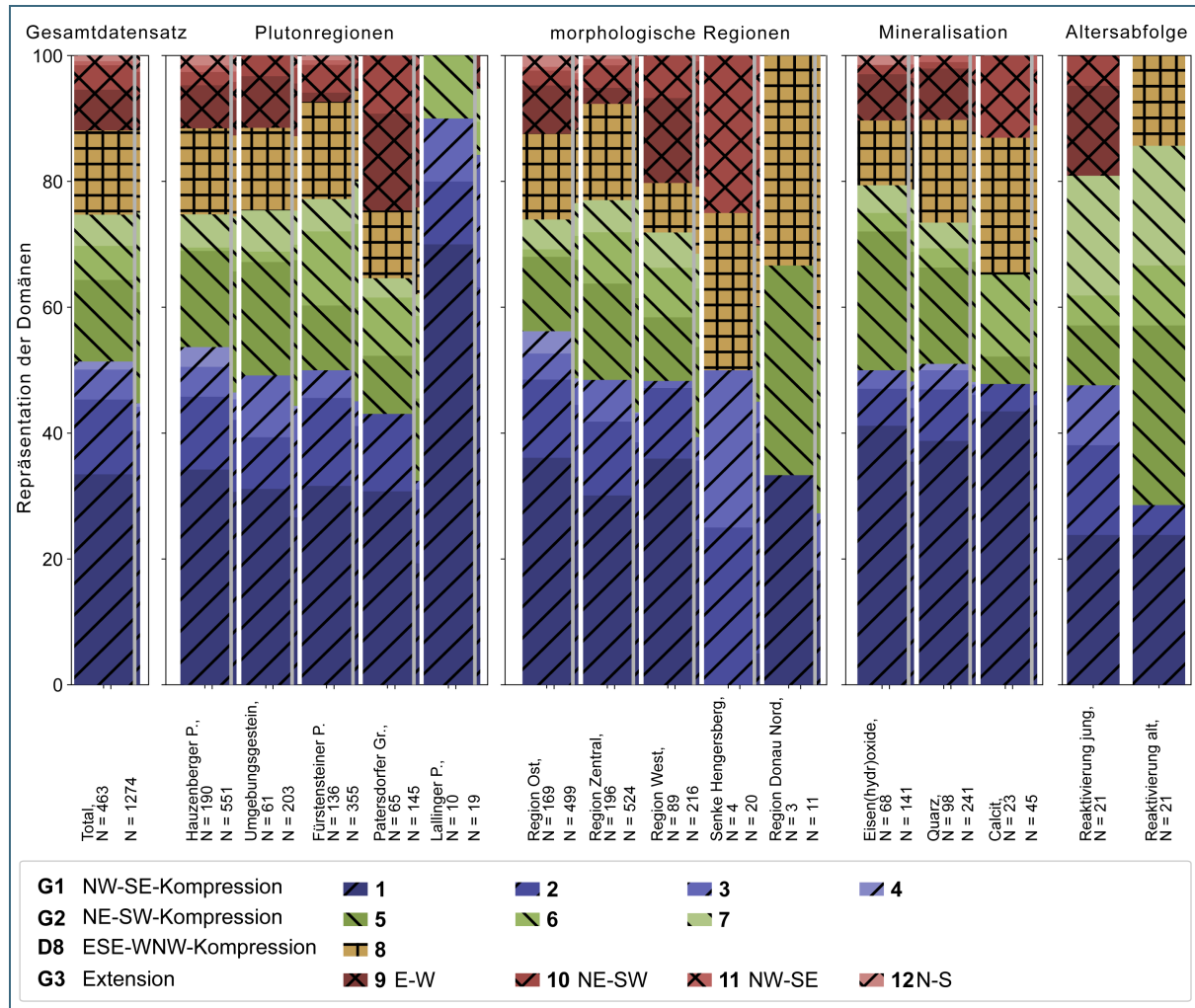


Abb. 6: Dies sind Säulendiagramme, die das relative Auftreten der zwölf unterschiedenen PBT-Domänen in verschiedenen Unterteilungen des Datensatzes darstellen. Für jede Unterteilung wurden die Messpunkte nach anderen Kriterien zusammengestellt: verschiedene Plutonregionen, morphologische Abgrenzung von Regionen, vorgefundene Mineralisation und Jung-Alt-Beziehungen. An jede Säule ist jeweils eine schmale Säule angegliedert, die die Verteilung der Domänen im Datensatz mit nachträglich durch die Software Orient berechnetem Schersinn zeigt.

3.2.3 Vergleich Lineamente und Störungen

Um mögliche Effekte der tektonischen Aktivität auf die Morphogenese der Landschaft zu beleuchten, bietet sich der regionale Vergleich zwischen dem Störungsinventar und den Lineamenten an. Für diesen Vergleich lassen sich die Rosendiagramme in Abb. 7 heranziehen.

Die Störungsflächen in Abb. 7a sind dominiert von Elementen, die in Richtung N-S streichen. In einem weiteren Maximum sind Elemente mit einem Streichen nach NNE-SSW häufig. Eine untergeordnete

Häufung von Störungsflächen ist nach NW-SE ausgerichtet. In Abb. 7b bis Abb. 7e sind die Histogramme für die vier verschiedenen Störungstypen (dextrale & sinistrale Störungen, Auf- & Abschiebungen) dargestellt. Bei den dextralen Störungen ist ein Maximum zu sehen, das in N-S-Richtung liegt und ein weiteres um WNW-ESE. Auffällig ist auch, dass zwischen diesen beiden Maxima viele Flächen liegen. Die sinistral bewegten Flächen häufen sich ebenfalls in der Richtung des Streichens um N-S. Ein untergeordnetes Maximum liegt in NW-SE-Richtung. Die Abschiebungen liegen ebenfalls sehr häufig in N-S- bis NNE-SSW-Richtung und untergeordnet in Richtung WNW-ESE. Im gesamten Arbeitsgebiet liegen nur 19 als aufschiebend bestimmte Flächen vor. Diese häufen sich in den Richtungen N-S, NE-SW und WNW-ESE.

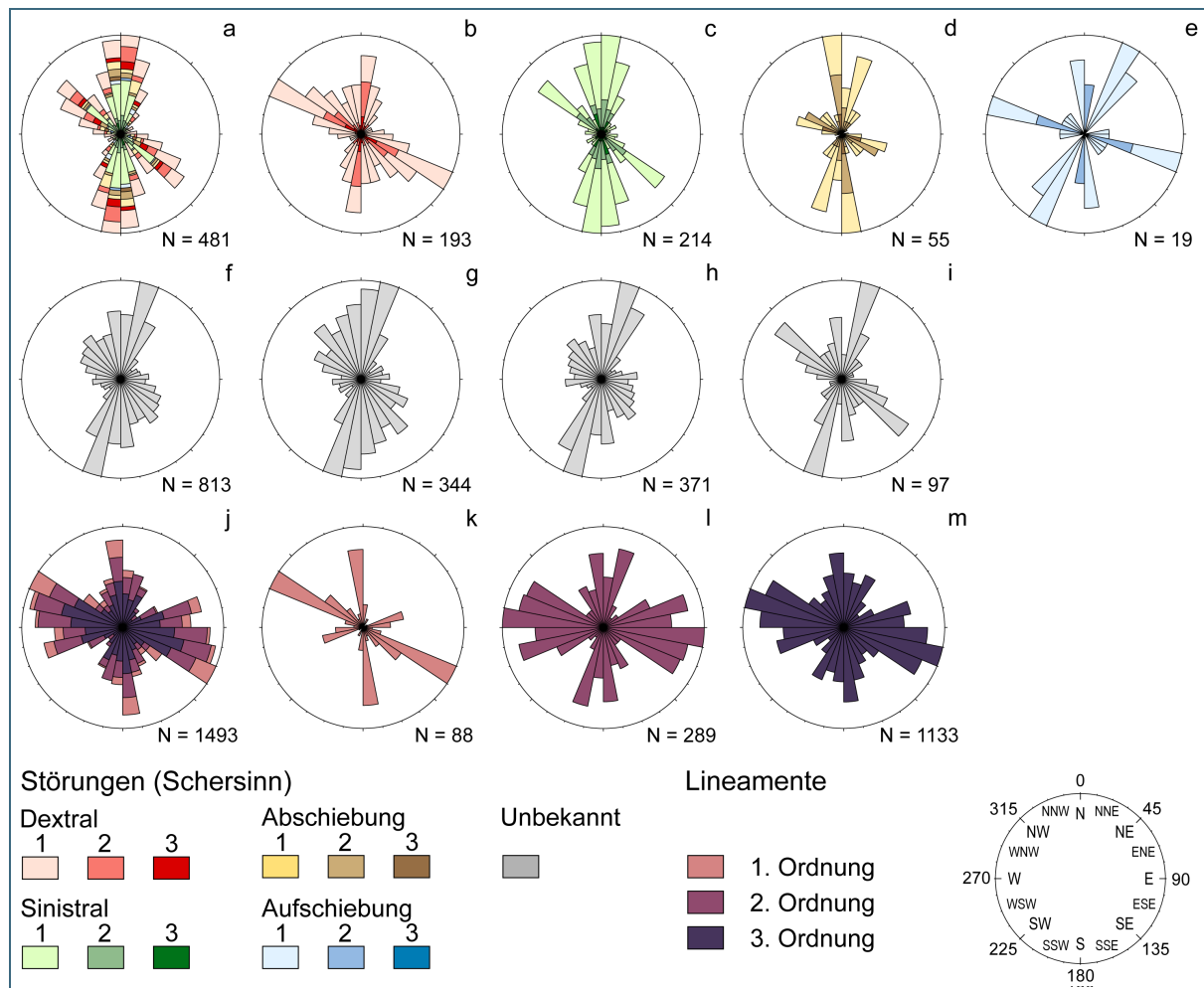


Abb. 7: Überblick der Orientierung (Streichrichtung) von Störungsflächen und Lineamenten im östlichen Vorderen Bayerischen Wald. Die obere Reihe (a–e) zeigt Rosendiagramme der Störungsflächen insgesamt, der dextralen und sinistralen Störungen sowie der Auf- und Abschiebungen. Die mittlere Reihe (f–i) ergänzt alle Datenpunkte, an denen keine Kinematik bestimmt werden konnte. Ihre Anordnung spiegelt die der oberen Reihe, was die nachträglich berechneten Schersinne betrifft (g–i). Die untere Reihe (j–m) zeigt die Lineamente insgesamt sowie die Lineamente 1., 2. und 3. Ordnung separat. Die Störungsflächen sind nach der Sicherheit, mit welcher der Schersinn bestimmt werden konnte, gewichtet. Die Sicherheit ist auch farblich unterschieden, wobei die Sicherheit 3 die höchste und 1 die niedrigste ist. Höhere Bestimmungssicherheit entspricht einer höheren Gewichtung. Auch die Lineamente insgesamt (f) wurden entsprechend ihrer Ordnung gewichtet. Lineamente höherer Ordnung erhalten ein höheres Gewicht. Weitere Details zu den Lineamenten sind in Hahn (2024) zu finden.

Lineamente sind in ihrer Gesamtheit (Abb. 7j) und in drei Teilbildern dargestellt, basierend auf deren Ordnung (Abb. 7k–m). Bei Lineamenten der 1. Ordnung dominieren Elemente mit WNW-ESE- und N-S-Streichen. Untergeordnet tauchen auch Lineamente auf, die in Richtung ENE-WSW streichen. Die

Lineamente der 2. und 3. Ordnung scheinen auf den ersten Blick ähnlich. Bei den Lineamenten 2. und 3. Ordnung ist ebenfalls eine Häufung von Flächen in N-S-Richtung zu sehen. Jedoch liegen bei den Lineamenten 2. Ordnung die Häufungsmaxima in E-W-, ENE-WSW- und NNE-SSW-Richtung. Hingegen befinden sich bei den Lineamenten 3. Ordnung die Häufungsmaxima in WNW-ESE- und untergeordnet in ENE-WSW- und N-S-Richtung.

Die zwei Maxima des Streichens der Störungsflächen (N-S bis NNE-SSW; Abb. 7a & f) sind vergleichbar mit den untergeordneten Maxima der Lineamente in N-S- bis NNE-SSW-Richtung (Abb. 7l). Das Maximum der Störungsflächen (NW-SE; Abb. 7a) ist hingegen am besten vergleichbar mit dem ersten Maximum der Lineamente 1. Ordnung (WNW-ESE; Abb. 7k).

Sowohl bei den sinistralen als auch bei den dextralen Flächen liegt ein Maximum in Richtung N-S mit Tendenz nach NNE-SSW. Ein Vergleich dieser Flächen mit den Lineamenten ist daher nicht aussagekräftig. Das um WNW-ESE liegende Maximum bei den dextralen Flächen (Abb. 7b) deckt sich gut mit den in gleicher Richtung orientierten, sehr häufigen Lineamenten der 1. Ordnung (Abb. 7g). Ein NW-SE ausgeprägtes Maximum, wie bei den sinistralen Störungen (Abb. 7c), liegt bei den Lineamenten nicht vor. Bei den Auf- und Abschiebungen (Abb. 7d & e) gibt es jeweils ein N-S gerichtetes Maximum, das sich etwa mit dem Maximum der Lineamente 1. Ordnung deckt (Abb. 7k). Darüber hinaus gibt es ebenfalls bei den Auf- und Abschiebungen jeweils ein Maximum in NNE-SSW-Richtung, das sich mit ebenfalls sehr häufig auftretenden Lineamenten der 2. Ordnung deckt (Abb. 7l) und das WNW-ESE gerichtete Maximum der Auf- und Abschiebungen ist vor allem bei den Lineamenten 3. Ordnung wiederzufinden (Abb. 7m).

Interessant ist zuletzt auch der Vergleich zwischen den bereits unterschiedenen PBT-Domänen in Abb. 5 und den Lineamenten (Abb. 7j–m). Die in den Stereonetz-Projektionen angezeigten Großkreise der gemessenen Flächen geben durch ihre Dichte ebenfalls Hinweise auf die häufigsten Streichrichtungen der Flächen. Allerdings ist hier nur durch die Beachballs im Hintergrund der Schersinn der Flächen zugänglich. Die Übereinstimmung der Orientierung der Flächen in D1 (Abb. 5a) mit den Maxima der Lineamente 1. und 3. Ordnung (Abb. 7k & m) ist auffällig. Gleiches gilt für die Flächen in D5 (Abb. 5e) und den Maxima der Lineamente 2. Ordnung (Abb. 7l).

Wie zuvor bereits erwähnt, wurde für viele Störungsflächen kein Schersinn ermittelt. Diese Flächen sind in der mittleren Reihe abgebildet (Abb. 7f–i). Für diese Flächen wurde die Kinematik im Nachhinein durch Orient berechnet und in Abb. 7g–i sind jeweils die Entsprechungen der in der ersten Reihe angezeigten Schersinne zu finden (dextral, sinistral, abschiebend). Hier fällt auf, dass viele der Flächen, bei denen die Kinematik nicht bestimmt werden konnte, in Richtung NNE-SSW liegen (Abb. 7f–i). Dies deckt sich vor allem mit dem Maximum bei den Lineamenten 2. Ordnung (Abb. 7l).

Nach der Berechnung der Schersinne, können die Daten auch in die Analyse der PBT-Domänen aufgenommen werden und es liegt ein Datensatz mit 1.294 Messungen vor. Von diesen Messpunkten können wiederum 1.274 den bereits aufgeführten zwölf Domänen zugeordnet werden. Auch diese Daten wurden anschließend in Säulendiagrammen aufgetragen und zum Vergleich als dünne Streifen in Abb. 6 ergänzt. Hier zeigt sich ein Bild, das dem oben beschriebenen gleicht. Wenn der Datensatz unter verschiedenen Gesichtspunkten betrachtet wird (Plutonregionen, morphologische Regionen, Mineralisationen), sind die Unterschiede zur Verteilung der Domänen im Gesamtdatensatz ebenfalls gering. Jedoch fällt beim direkten Vergleich der Ergebnisse des Datensatzes mit ausschließlich im Feld bestimmter Kinematik und dem Datensatz, der durch die Nachberechnungen ergänzt wurde, auf, dass vor allem Domänen der zweiten Gruppe (G2) auf Kosten von Domänen der ersten Gruppe (G1) im erweiterten Datensatz stärker vertreten sind. Es fällt weiterhin auf, dass sich die beiden Datensätze augenscheinlich sehr ähnlich sind und vor allem bei D8 und G3 besteht kein Unterschied zwischen den

Datensätzen. Die deutlichsten Unterschiede sind bei der Region Lallinger Pluton, der Senke Hengersberg und der Region Donau Nord zu sehen, in denen jeweils nur sehr wenige Messpunkte liegen.

3.2.4 Vergleich Lineamente und Gewässernetz

Ein weiterer Vergleich kann zwischen den Lineamenten als morphologischem Merkmal (Hahn 2024) und dem Gewässernetz angestellt werden. Die in der Einführung vorgenommene Unterteilung wird auch hier verwendet (östlich, zentral, westlich). In den östlichen und westlichen Höhenlagen (östlich Hauzenberg, nördlich des Höhenzugs Einödriegel bis Brotjacklriegel) ist die Topographie schwächer ausgeprägt als in dem als zentral angesprochenen Bereich (Abb. 1 und Abb. 2). Dementsprechend ist das Gewässernetz bereits auf größere Wasserläufe fokussiert. Gerade im östlichen Teil scheint das Netz nicht streng ringförmig ausgeprägt, es wird ein E-W streichender Rücken der Länge nach in Richtung Norden und Süden entwässert. Ganz ähnlich ist es beim Plateau östlich des Einödriegels und nördlich des Brotjacklriegels, bei dem die Topographie abgeschwächt und das Gewässernetz bereits gebündelt und nach Norden ausgerichtet ist. Als qualitative Zuschreibung lässt sich das Gewässernetz im östlichen Bereich als quasi-ringförmig, aber elongiert beschreiben, zudem hat es auch einen dendritischen Charakter bis es sich länger erstreckenden Talungen folgt, die Lineamente 1. oder 2. Ordnung darstellen. Auf dem Plateau im Westen ist das Gewässernetz dendritisch, bis es langgestreckten Talungen folgt, die Lineamente höherer Ordnung darstellen. Auf dem Plateau ist ebenfalls eine untergeordnete Parallelisierung mit Vorzug in N-S-Richtung erkennbar. Die Topographie des restlichen Arbeitsgebietes, im zentralen Bereich, ist kleinteiliger zergliedert und hügeliger. Das Gewässernetz, das dieser Topographie folgt, ist feingliedriger. Besonders feingliedrige Bereiche fallen südlich des Einödriegels sowie des Brotjacklriegels auf und in dem trapezförmigen Höhenzug zwischen Deggendorf und Passau. Am südlichen Fuß des Einödriegels lässt sich das Gewässernetz als ungeordnet beschreiben und stellt eine Ausnahme dar, da in allen anderen Bereichen eine Struktur erkennbar ist. Im weiteren Arbeitsgebiet lässt sich das Netz als spalierförmig und teilweise rechtwinklig beschreiben. Damit zeichnet das Gewässernetz die Lineamente der 2. und 3. Ordnung nach. Wasserläufe höherer Ordnung (Gaißa, Ilz, Erlau) haben sich tief ins Gestein eingeschnitten und liegen an Lineamenten 1. Ordnung. Obwohl diese großen Gewässer ausgeprägte Mäander zeigen, ist auch deren übergeordnete Orientierung als winklig bis rechtwinklig zu beschreiben.

3.2.5 Reaktivierung und Altersabfolge

Auch dort, wo auf einzelnen Flächen mehrfache Bewegung festgestellt wurde, kann eine Zuordnung zu den PBT-Domänen vorgenommen werden und das selektive Auftreten solcher Domänen bei den älteren oder jüngeren Bewegungen durch die Säulendiagramme veranschaulicht werden (Abb. 6). Auf den reaktivierten Flächen ist meist ein Harnisch deutlicher ausgeprägt als ein weiterer. Daraus ergibt sich auch, dass teilweise nur für einen der beiden Harnische die Kinematik bestimmbar ist. Daher wurde in solchen Fällen, in denen der Schersinn fehlte, die Berechnung von Orient herangezogen. Es fällt hier auf, dass bei den älteren Bewegungen solche dominieren, die für eine NE-SW-Kompression sprechen (Gruppe 2), hingegen dominieren bei den jüngeren Bewegungen solche, die für eine NW-SE-Kompression sprechen (Gruppe 1). Zudem kommen Flächen, die unter ESE-WNW-Kompression (D8) bewegt wurden, nur bei den älteren Bewegungen vor, hingegen sind ausschließlich bei den jüngeren Bewegungen solche zu finden, die unter extensiven Bedingungen (Gruppe 3) stattfanden.

Um mögliche relative Altersbeziehungen zwischen verschiedenen Domänen-Gruppen festzustellen, wird eine Matrix erstellt, die Altersbeziehungen ebenfalls visualisiert. Abb. 8 zeigt eine optimale Lösung der Altersabfolge für die Gruppen der PBT-Domänen und D8. Die Position von D8 und G2 können getauscht werden, ohne die Lösung der Matrix zu beeinflussen. Wird die Lösung automatisch, iterativ gesucht, ist die Abfolge G2, D8, G1 und G3 die beste Lösung. Im kompatiblen Bereich der Matrix liegen zwölf Altersbeziehungen und im inkompatiblen Bereich drei Beziehungen. Insgesamt sechs der Reaktivierungen fanden innerhalb derselben Gruppen statt (ausgegraute Flächen in Abb. 8). Die

Altersabfolge stimmt auch mit den Ergebnissen der Säulendiagramme überein, die zeigen, dass D8 älter ist als G3.

a \ j	G2	D8	G1	G3	
G2	4	0	6	1	12
D8	0	0	2	1	
G1	0	3	2	2	
G3	0	0	0	0	
		3			

Abb. 8:

Hier ist eine Altersmatrix zu sehen, die die relative Abfolge der unterschiedlichen Gruppen (siehe Text) erschließt. Die Reihenfolge der Domäne bzw. Domänengruppen in den Spalten-/Zeilenköpfen gibt die Altersabfolge wieder. Jede Zelle stellt eine Altersbeziehung dar, wobei in den Zeilen die älteren, in den Spalten die jüngeren Ereignisse zu finden sind. Beispielhaft sind zwei Beziehungen bekannt, in denen D8-Flächen unter G1-Bedingungen reaktiviert wurden (Zelle: 2, 3). Damit stellt der Bereich unterhalb der Diagonale inkompatible Altersbeziehungen dar, die Diagonale zeigt Reaktivierungen innerhalb derselben Domänen/-gruppe und oberhalb der Diagonale liegen kompatible Altersbeziehungen.

4 Interpretation

4.1 Steinbruch Wotzdorf

Betrachtet man die Störungsmessungen im lokalen Maßstab, etwa in der näheren Umgebung eines Steinbruchs (Abb. 4), zeigen sich Unterschiede und Ähnlichkeit zwischen dem Störungsinventar und den Lineamenten. Unweit westlich des Steinbruchs wurde ein NNE-SSW streichendes Lineament 1. Ordnung kartiert. Dieses wird vor allem von den Störungsflächen der D5 (Abb. 4d) widergespiegelt. Das Lineament könnte hier tatsächlich als Ausprägung einer sinistralen, NNE-SSW streichenden Störung aufgefasst werden. Weitere Störungsflächen in D1 (Abb. 4a), die noch mehr in NE-SW-Richtung streichen, sind hingegen dextral bewegt. Diese Störungen fallen eher mit untergeordneten Lineamenten zusammen, der Feldbefund zeigt jedoch, dass in dieser Richtung ebenfalls Bewegung innerhalb der gezeigten Zerrüttungszonen stattgefunden haben muss.

4.2 Gesamtdatensatz

4.2.1 PBT-Domänen

Eine deutliche Aussagekraft hat die Zusammenstellung aller Daten unter Berücksichtigung gemeinsamer Spannungsfelder (Abb. 5). Der so aufgeschlüsselte Datensatz bietet sich an, um den einzelnen Domänen bereits bekannte Paläospannungsfelder zuzuordnen. Hier wird allerdings noch ein weiterer Schritt zwischengeschaltet und der Versuch unternommen, mit gesteinsmechanischen und tektonischen Grundlagen möglichst viele der Domänen möglichst wenigen Spannungsfeldern zuzuweisen (Moody & Hill 1956; Ron et al. 1993). So lassen sich zwei übergeordnete Spannungsfelder erkennen, mit einer NW-SE und NE-SW orientierten Kompressionsrichtung, und denen jeweils die Domänen der Gruppe 1 und 2 zugeordnet werden können. Ein Schritt der schon während der Erstellung der PBT-Domänen eingeschlossen wurde, ist die Zusammenstellung von konjugierten Störungsflächen (Anderson 1905; Katz et al. 2004). Hierbei kommt die Annahme zum Tragen, dass die untersuchten Gesteine einen Reibungskoeffizienten von $\mu = 0,6$ haben (Aydin & Schultz 1990; Byerlee 1978). Daraus lässt sich ein innerer Reibungswinkel von $\Phi = 30^\circ$ ableiten (Thatcher & Hill 1991). Für konjugierte Flächen ergibt sich ein spitzer Winkel von $2\phi = 60^\circ$ (Moody & Hill 1956).

Unter den erstellten Domänen (Abb. 5) fallen zwei rein quantitativ auf. D1 und D5 vereinen mit Abstand die meisten Flächen. Jedoch ist die maximale Hauptspannung in D1 in NW-SE-Richtung orientiert, die in D5 nach NE-SW. Es fällt auf, dass für diese beiden (Haupt-)Domänen jeweils zwei weitere Domänen vorliegen, die in der Orientierung des Spannungsfeldes etwa die gleiche Richtung

aufweisen (D1: D2 & D3; D5: D6 & D7). Jeweils eine der ähnlich zu D1 oder D5 orientierten Domänen ist dabei im Uhrzeigersinn (D2, D7, Tab. 2) und im Gegenuhrzeigersinn (D3, D6, Tab. 2) rotiert. Um nun möglichst viele der vorgefundenen Domänen mit möglichst wenigen Hauptspannungsrichtungen zu erklären, lassen sich die Domänen wie vorgeschlagen gruppieren (Gruppe 1: D2 & D3 zu D1; Gruppe 2: D6 & D7 zu D5), wenn die weniger häufig auftretenden Flächen als Riedelflächen zu den Hauptflächen angesehen werden. Die Interpretation ist in Abb. 9 dargestellt.

Die Beispiele in der Literatur zu Riedelflächen, basierend auf theoretischen Überlegungen, Analogmodellen, computergestützten Berechnungen und Feldstudien, sind vielfältig (Ahlgren 2001; Cloos 1928; Davis et al. 2000; Freund 1974; Katz et al. 2004; Mandl 1987; Mondal & Mamtani 2016; Richard et al. 1995; Riedel 1929; Schreurs 1994). Es scheint sehr plausibel, solche Riedelsysteme auch im vorgestellten Arbeitsgebiet vorzufinden.

Wie bereits in Tab. 2 gezeigt, bestehen zwischen den Orientierungen der Haupteinengungsrichtungen der PBT-Domänen in den Gruppen 1 und 2 Abweichungen von 20 bis 30°, ausgehend von der jeweils ersten Domäne der jeweiligen Gruppe. Ausgehend von einer primären Deformationszone (PDZ), sollte die Abweichung der Orientierung der Hauptspannung der Riedelsysteme zur PDZ nur 15° betragen. Die beobachtete Abweichung lässt sich auch bei den bekannten Berechnungen beobachten (Abschnitt 1.3), mittels derer aus einer PDZ und dem inneren Reibungswinkel (ϕ) die Orientierung der syn- und antithetischen Riedel (R & R') berechnet werden kann. Stellt man entsprechend um, um aus der Orientierung der Riedelflächen und der PDZ den Reibungswinkel ϕ abzuleiten, ergeben sich die Winkel in Tab. 4. Unter den gegebenen Annahmen sollte $\phi = 30^\circ$ sein. Hier ist erkennbar, dass für dieselben Riedeltypen (also R oder R') verschiedener PDZ die Abweichungen vom angenommenen ϕ gleich und relativ klein sind (Betrag um 10° bis 30°, ähnlich wie Tab. 2). Möglicherweise unterliegt dieser kleinen, in allen Systemen ähnlichen Abweichung, die gleiche Ursache.

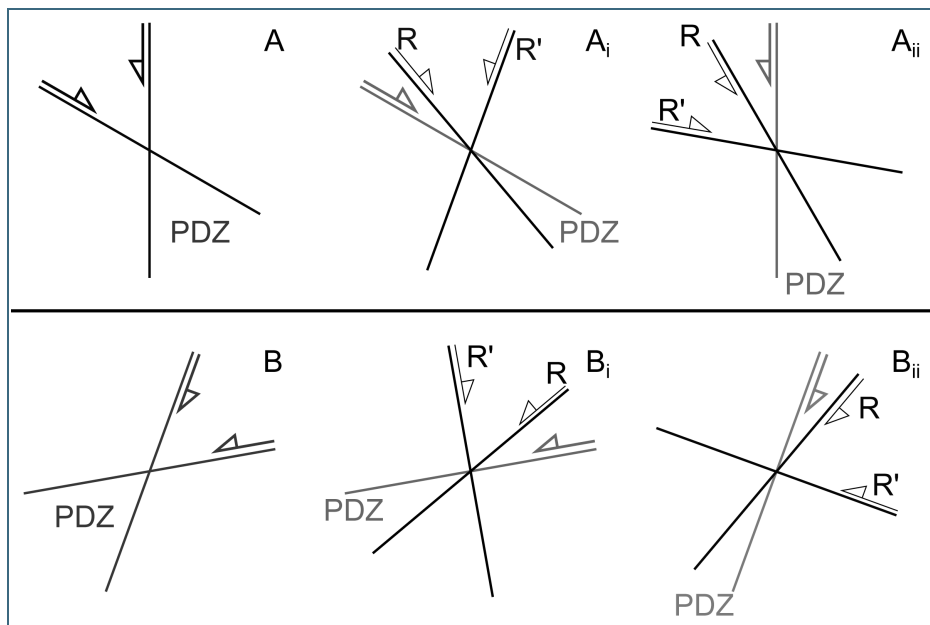


Abb. 9: Dies ist eine Darstellung der Riedelsysteme in Gruppe 1 (A) und Gruppe 2 (B). Bei R und R' handelt es sich um konjugierte Störungen, die in den Domänen wiederzufinden sind: (A) entspricht D1 bis D3; (B) entspricht D5 bis D7. Die jeweils aufgeführte PDZ ist in der ersten Domäne (D1, D5) der jeweiligen Gruppe zu finden.

	ϕ	Standardabw. (σ)	ϕ (rot.)
R	40°–60°	5°	20°–40°
R'	0°–20°	5°	20°–40°

Tab. 4: Übersicht der aus den Riedelsystemen (D2, D3, D6, D7) abgeleiteten inneren Reibungswinkel (ϕ) in Bezug auf die zugrundeliegende PDZ (D1, D5) und das Ergebnis nach Anwendung einer Rückrotation (rot.).

Eine mögliche Erklärung für diese Abweichung bei der Berechnung von φ könnte in der Rotation der Riedelsysteme um einen einheitlichen Betrag liegen. Es genügt alle Riedelsysteme (D2, D3, D6, D7) um 10° in Richtung der jeweiligen PDZ zu rotieren. Mit dieser Rotation gleichen sich die abgeleiteten φ an und liegen sowohl für R als auch R' bei $20\text{--}40^\circ$ (Tab. 4). Die rotierten Winkel liegen nun um den angenommenen Winkel von 30° .

Die Rotation von Blöcken, die von Riedelsystemen begrenzt werden, ist ebenfalls weithin bekannt (Freund 1974; Katz et al. 2004; Mandl 1987; Ron et al. 1993; Schreurs 1994). Die Rotation von Gesteinsblöcken innerhalb von Störungszonen führt zu geometrisch bedingten Platzproblemen (Freund 1974; Mandl 1987). Aus diesen Platzproblemen resultiert die teilweise Bewegung des Gesteins hin zur freien Oberfläche, ergo nach oben, und es werden sogenannte "pressure ridges" oder "compressional pop-up structures" ausgebildet (Mandl 1987; Richard et al. 1995).

Legt man die getroffenen Annahmen zugrunde, lassen sich die beschriebenen beiden Gruppen 1 und 2 als Systeme mit konjugierten Hauptstörungen (G1: D1; G2: D5) zusammenfassen, zu denen jeweils zwei Riedelsysteme passen (G1: D2, D3; G2: D6, D7). Es scheint daher möglich, dass beide Gruppen von jeweils einer Haupteinengungsrichtung (G1: NW-SE; G2: NE-SW) angelegt wurden und es sich bei den weiteren unterscheidbaren Domänen dieser Gruppen um die daran gebundenen Riedelflächen handelt. Entsprechend müssen keine separaten Paläospannungsfelder gefunden werden, um D2, D3, D6 und D7 zu erklären.

Es verbleiben sechs Domänen, die (noch) keiner dieser Gruppen zugewiesen wurden. Allein, im Fall von D4 (Abb. 5d) handelt es sich um eine weitere Spielart von Störungsflächen die in Zusammenhang mit G1 stehen. Das Spannungsfeld der vorgefundenen Aufschiebungen gleicht dem der vorigen drei Domänen und diese Flächen wurden wahrscheinlich zusammen mit den Flächen in D1, D2 und D3 unter dem Eindruck eines NW-SE orientierten kompressiven Spannungsfeldes angelegt. Bei allen weiteren Domänen ist die Zuordnung zu den existierenden Gruppen schwierig. Im Fall von D10 und D11 (Abb. 5j & k) ist es denkbar, dass es sich um Extensionsbrüche handelt, die sich parallel zur Haupteinengungsrichtung von G1 und G2 bilden können. Jedoch fällt hier auf, wie wenige solche Extensionsbrüche im Verhältnis zu allen anderen Störungsflächen der Gruppen auftreten. Die Flächen in D10 und D11 passen mechanisch in das jeweilige System, es ist aber fraglich, ob es sich wirklich um Ausprägungen der Spannungsfelder handelt. Die Zuordnung ist daher nicht abschließend. Für die nun noch verbleibenden drei Domänen besteht kein ersichtlicher Zusammenhang untereinander oder zu den bereits besprochenen Domänen(-gruppen). Der Zusammenhang zwischen D12 und D8, Erstere als Dehnungsbrüche zu Letzteren, ist denkbar, aber wie zuvor, nicht abschließend belegbar.

Um bei einer möglichst einfachen Systematik der angetroffenen Strukturen zu bleiben, wurden alle Domänen, die in einem extensiven Spannungsfeld liegen, zu einer Gruppe zusammengefasst. Dies vereinfacht die Auswertung der relativen Altersabfolgen. Allerdings ist die Zusammenstellung der Domänen im Einklang mit den Paläospannungsfeldern unterkomplex. Die Gruppe 3 (G3) umfasst also D9 bis D12.

4.2.2 Variationen der PBT-Domänen-Zusammensetzung

Die Variabilität der PBT-Domänen in den unterschiedenen Granitkörpern und dem Umgebungsgestein sowie innerhalb der verschiedenen Regionen ist wenig ausgeprägt (Abb. 6). Die größten Unterschiede sind in der Zahl der Flächen zu finden, die G3 zugeordnet wurden. Warum gerade im Patersdorfer Granit, respektive der Region West, derlei viele Abschiebungen zu finden sind, ist schwer zu beantworten. Ein Zusammenhang mit der jüngsten tektonischen Aktivität rund um Einödriegel und Brotjacklriegel wäre möglich, wenn es sich um Abschiebungen im Bereich des beschriebenen Höhenzuges in der Region West handelt (siehe folgender Abschnitt 4.2.3). Zudem ist anzumerken, dass viele der als Abschiebungen eingestuften Flächen aus Bestandsdaten des LfU stammen. Diese Daten sind

räumlich stark beschränkt und es wurden Störungsflächen vor allem im Nordwesten des öVBW aufgenommen. In diesem Datensatz ist die Häufung der Abschiebungen auffällig.

Bei den Mineralisationen fällt auf, dass der Calcit nur auf solchen Flächen auftritt, die ihrem Streichen nach in Richtung N(NW)-S(SE) und (W)NW-(E)SE liegen. Inwiefern diese Calcit-Bildungen auf diesen Störungsflächen an die jüngste, (N)NW-(S)SE gerichtete Kompression geknüpft sind, können nur numerische Datierungen zeigen (Ludat et al. 2024). Dies ist vor allem fraglich, da unter den Störungsflächen auch solche sind, die mit ihrer Kinematik nicht in das jüngste Spannungsfeld passen.

Interessant sind die Unterschiede zwischen dem Datensatz mit im Feld bestimmter Kinematik und dem Datensatz mit dem nachträglich in der Software Orient berechneten Schersinn für Störungsflächen mit nicht im Gelände bestimmter Kinematik. Am meisten Aufschluss gibt hier der zusätzliche Blick auf Abb. 7f–i. Hier ist deutlich zu sehen, dass vor allem an Flächen in Richtung NNE-SSW der Schersinn nicht bestimmt werden konnte. Tendenziell fallen die so nachträglich bestimmten sinistralen Flächen (Abb. 7h) dann den Domänen der Gruppe 1 (G1: D1–D4) zu und die nachträglich als dextral bestimmten Flächen (Abb. 7g) gehen an die Domänen der Gruppe 2 (G2: D5–D7). Die NNE-SSW ausgerichteten Flächen werden unter einem NE-SW gerichteten kompressiven Spannungsfeld dextral bewegt. Es sind vermutlich diese dextral bewegten Flächen, die für die relative Zunahme an Messpunkten in G2 im Datensatz mit dem nachträglich bestimmten Schersinn sorgen. Jedoch ist die Deckungsgleichheit der beiden Datensätze (Abb. 6, Säule ‚Gesamtdatensatz‘) bemerkenswert, da etwa bei G3 und D8 nahezu kein Unterschied erkennbar ist. Gerade einmal um 5 % verschiebt sich die Grenze zwischen G1 und G2 beim Vergleich der Säulendiagramme. Orient setzt bei der nachträglichen Ermittlung des Schersinns grundsätzlich Dehnung voraus, wodurch bei allen Störungen – auch Blattverschiebungen – eine abschiebende Kinematik zugeordnet wird. Bei Linearen mit flachem Einfallen ergibt sich daraus ein dextraler oder sinistraler Schersinn. Stimmt die Häufigkeit des durch Orient nachträglich ermittelten Schersinns einer Gruppe gut mit dem beobachteten Schersinn dieser Domäne überein, kann also davon ausgegangen werden, dass die Störungen dieser Gruppe vorwiegend eine abschiebende Bewegungskomponente besitzen. Die Übereinstimmung der Häufigkeiten bei D8 könnte somit ein Indiz dafür sein, dass D8 ein transtensionales Blattverschiebungsregime repräsentiert. Stimmt dagegen die Häufigkeit der beobachteten Gruppe nicht mit der von Orient ermittelten Kinematik aller berücksichtigten Störungen dieser Domänengruppe überein, könnte es sein, dass dies auf einen zumindest teilweise aufschiebenden Charakter dieser Gruppe zurückzuführen ist. Somit deutet die Abweichung der Häufigkeiten zwischen Gruppe 2 und 1 darauf hin, dass zumindest ein Teil der Störungsflächen ohne im Gelände erfasster Kinematik einen transpressiven Charakter haben muss. Bei der Verteilung der Orientierung von Störungen mit unbekannter Kinematik ist auffällig, dass vor allem solche mit NNE-SSW-Streichen überrepräsentiert auftreten (Abb. 7f–i). Dies betrifft vor allem auch die im Rahmen dieser Arbeit aufgenommenen Störungen. Es erscheint möglich, dass es sich dabei vor allem um jüngere Flächen handelt, die erst ab der Späten Kreide Bewegung aufnahmen (siehe Abschnitt 4.2.4), als die Bedingungen möglicherweise spröde und nur wenig Fluide präsent waren. Infolgedessen könnten diese Flächen weniger deutlich ausgeprägte Harnische aufweisen und wichtige Schersinnindikatoren wie Mineralisationen in Druckschatten fehlen, weshalb der Schersinn hier weniger oft bestimmt werden konnte. Allerdings gilt zu berücksichtigen, dass auch statistische Effekte hier eine Rolle spielen könnten, was die Aussagekraft dieser Beobachtung beschränkt.

4.2.3 Tektonik, Morphogenese und Gewässernetz

Um einen Einblick in die jüngsten tektonischen Aktivitäten zu gewinnen, bietet sich die Betrachtung der Morphogenese des Arbeitsgebietes an, da die Entstehung der Oberfläche von den Lineamenten und dem, an diese geknüpften, Gewässernetz widergespiegelt wird. Bei den als östlich und westlich angesprochenen Gebieten handelt es sich wahrscheinlich um postmiozän herausgehobene Bereiche, in denen sich plateauartig im Bereich der Gipffluren Reste tertiärer Rumpfflächen erhalten haben,

die sich bereits in einem fortgeschrittenen Stadium der Landschaftsentwicklung befanden. In diesen, von der rückschreitenden Erosion noch nicht erodierten Bereichen, konnten sich Reste des tertiären Zersatzes erhalten. Diese Zuschreibung als plateauartig erhaltene Rumpfflächenrelikte wird auch durch die sichtbare Fokussierung der Gewässer und die schwächer ausgeprägte Topographie gestützt. Im zentralen, topographisch tieferliegenden Bereich haben sich weit verbreitet Relikte der alten Rumpffläche und Reste des tertiären Zersatzes erhalten. Dennoch zeigt auch dieser Teil des Arbeitsgebietes mit seinem feingliedrigen Gewässernetz und teilweise tiefem Einschneiden der Flussläufe Hinweise auf eine spät- bis postmiozäne Verjüngung der Landschaft. Mit ihrer ausgeprägten Feingliedrigkeit fallen besonders der Bereich südlich des Einödriegels und der trapezförmige Höhenzug zwischen Passau und Deggendorf auf. Tief eingeschnitten sind vor allem die Talungen im zentralen Bereich, (Gaißa, Ilz, Erlau). Solche besonders deutlichen Einschnitte können als Zeichen für die Verjüngung der Landschaft, durch deren flächenhafte Hebung, gesehen werden. Letztlich deutet die aktuelle Morphologie aller Bereiche auf jüngere tektonische Aktivität hin.

Beim Vergleich der Lineamente mit dem Streichen der gemessenen Störungen fallen zwei Übereinstimmungen ins Auge (Abb. 5 & Abb. 7). Die Domänen der Gruppe 1 (NW-SE-Kompression), vor allem D1, stimmen sehr gut mit der Ausrichtung der Lineamentmaxima der 1. und 3. Ordnung überein. Die Übereinstimmung zwischen den Flächen in Gruppe 2 (NE-SW-Kompression), hier vor allem D5 und den WNW-ESE streichenden Flächen in D7, und den Lineamentmaxima der 2. Ordnung ist ebenfalls groß. Basierend auf diesen Zuordnungen lässt sich das wahrscheinliche Spannungsfeld, das an der Morphogenese teilhatte und rezent aktiv ist, ableiten. Es ist plausibel, die heutige Morphologie als Resultat einer NW-SE gerichteten Einengung zu sehen (Müller et al. 1997), die die Aktivierung von Elementen (Störungen und resultierende Lineamente) mit WNW-ESE- und N-S-Streichen ermöglichte. Das feingliedrige, spalierförmige bis rechtwinklige Gewässernetz kann zudem eine Folge der fortschreitenden Zergliederung der Riedelsysteme sein (Katz et al. 2004) und der resultierenden Verdrängung des Gesteins aufgrund der rotierenden Blöcke (Mandl 1987; Richard et al. 1995). Die Lineamentmaxima der 2. Ordnung liegen auf den ersten Blick ungünstig zu einer NW-SE gerichteten Einengung. Jedoch wäre es möglich, dass einige der ENE-WSW streichenden, dextralen Flächen in D8 ebenfalls unter dieser Kompressionsrichtung aktiviert wurden. Vor allem scheint es denkbar, dass es sich bei den NNE-SSW streichenden Lineamenten um Flächen mit Überschiebungscharakter, wie in D4, handelt, die ebenfalls zu G1 gehören. Obwohl nur wenige Aufschiebungen beobachtet wurden, liegt ein Maximum dieser Störungsflächen ebenfalls in Richtung NNE-SSW (Abb. 7e). Letztlich allerdings ist die Morphologie die oberflächliche Ausprägung nur der jüngsten, also rezenten Phase tektonischer Aktivität.

Das in Abb. 10 dargestellte Blockmodell zeigt schematische Überlegungen zur Ausprägung der Morphologie unter einer rezenten NW-SE gerichteten Einengung. Unter diesem Spannungsfeld werden vor allem strukturelle Elemente aus G1 aktiviert (obere Reihe „A“ in Abb. 9). Die bei der Feldarbeit vorgefundenen Vorzugsrichtungen wurden in das Modell aufgenommen, jedoch reichen die gezeigten Blockbilder nicht an die natürliche Komplexität der Morphologie heran. Im Modell fehlen die dem Riedelsystem zugrunde liegenden Elemente, das (W)NW-(E)SE und N-S streichende System der PDZ, diese sind nur angedeutet. Ebenfalls fehlen Elemente in ENE-WSW-Richtung, die unter der angenommenen Spannung als Aufschiebungen dienen könnten. Grundsätzlich fehlen alle Elemente, aus G2, D8 und G3. Nichtsdestotrotz, die im Blockmodell gezeichneten trapezförmigen (auch spalierförmigen) Blöcke, die von NNW-SSE und WNW-ESE streichenden, antithetischen Riedeln abgegrenzt werden, sind auch unter den Lineamenten 2. und 3. Ordnung wiederzufinden. Die langen Elemente mit (N)NW-(S)SE-Streichen, die den synthetischen Riedeln entsprechen, sind ebenfalls bei den Lineamenten der niedrigeren Ordnungen zu finden.

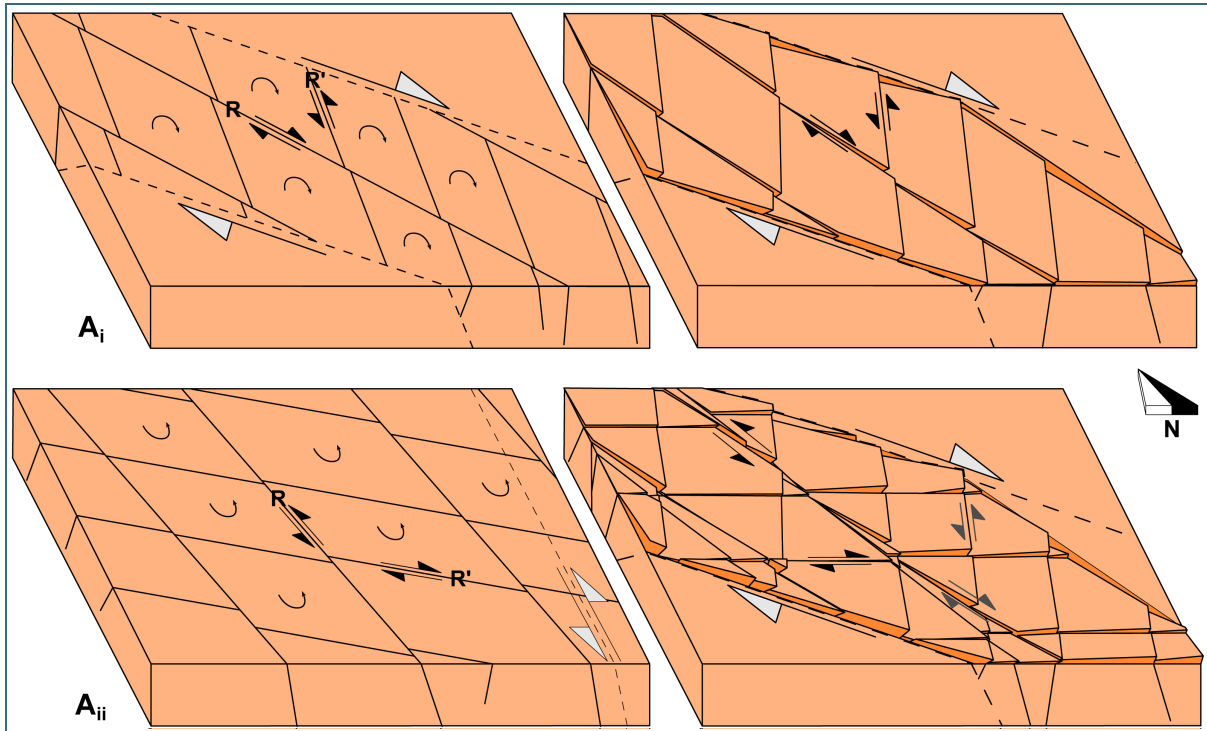


Abb. 10: Modellhafte Vorstellung zur teilweisen Erklärung der rezenten Morphologie im östlichen Vorderen Bayerischen Wald. Die beiden Reihen der Blockbilder entsprechen der oberen Reihe (A) der Riedelsysteme in Abb. 9 und die Bezeichnungen (A_i) und (A_{ii}) entsprechen denen der Teilbilder in Abb. 9. Das Blockmodell wird schrittweise, von oben nach unten, durch die beiden postulierten Riedelsysteme geprägt. Die hellen Pfeile deuten die Kinematik der jeweils zugrunde liegenden primären Deformationszone (gestrichelte Linien) an. Die Flächen der PDZ wurden nicht in das Modell integriert. Auf den linksseitigen Blöcken wurden die Kinematik und die Flächen der Riedelsysteme aufgetragen und auf den rechtsseitigen Blöcken wurde versucht die Verschiebung und Rotation der segmentierten Schollen darzustellen.

4.2.4 Altersabfolge

Durch eine Altersmatrix lassen sich relative Altersbeziehungen zu einer Ereignisabfolge ordnen (Angelier 1991). Die präsentierte Altersmatrix (Abb. 8) zeigt eine von zwei optimalen Lösungen für die festgestellten Altersbeziehungen. Die Matrix weist auf eine Entwicklung aus einem NE-SW kompressiven Spannungsfeld in ein ESE-WNW kompressives Spannungsfeld hin. Darauf folgt Kompression in NW-SE-Richtung und schließlich Extension in verschiedene Richtungen. Auch das Säulendiagramm (Abb. 6) erschließt den Altersbezug in dem die ESE-WNW-Kompression älter ist als das extensive Regime. Diese Sequenz an relativen Altersbeziehungen kann nun mit der bekannten Entwicklung des Paläospannungsfeldes verglichen werden. Hierbei wird weiterhin der Fokus auf eine möglichst eindeutige Lösung gelegt.

Es ist zu bedenken, dass die Reaktivierung von Störungsflächen auch unter Bedingungen möglich ist, die mit den hier getroffenen Annahmen (Winkel innerer Reibung) nicht in Einklang stehen müssen. Auch Spannungsfelder mit nicht passender Ausrichtung können bereits angelegte Störungen reaktivieren (Sperner & Zweigel 2010). Solche Umstände können hier nicht abgebildet werden.

Die Altersbeziehungen sollten im Idealfall mit den bereits in der Einleitung beschriebenen Spannungsfeldern übereinstimmen (Kürschner & Schwenk 2024). Eine spätvariszische (N)NW-(S)SE gerichtete Kompression definierte die Ausformung des NW-SE und NE-SW gerichteten Störungssets, das die großen Störungszonen (Pfahl-Störung und Donau-Störung) im Südwesten des Böhmisches Massivs und somit des Bayerischen Waldes bildete (Kroner et al. 2007; Kroner & Romer 2013; Martínez Catalán 2011; Matte 2001; Stephan et al. 2016). Die in G1 vorgefundenen Flächen gehören somit zu den ältesten (variszischen) und zu den jüngsten tektonischen Elementen im Arbeitsgebiet (Abschnitt 4.2.3). Vom Karbon bis ins Perm folgte eine Phase der Extension, deren Richtung variierte. So ist es

möglich, dass neben E-W auch N-S, NW-SE und NE-SW streichende Abschiebungen bereits während dieser Zeit angelegt wurden. Strukturen aus dem Karbon und Perm finden damit ihre Entsprechung in G3. Die in D8 vorgefundene ESE-WNW-Kompression könnte in die Zeit des späten Perms fallen. Eine spät-kreidezeitliche NE-SW gerichtete Kompression führte zu Ausbildung der Flächen in G2. Die Entwicklung vom Eozän bis ins Miozän ist vielfältig, Reaktivierungen verschieden ausgerichteter Flächen in kompressiven und extensiven Regimen sind möglich. Somit ist eine der jüngsten tektonischen Episoden auch in den relativen Altersbeziehungen zu finden, bei denen G3 als jüngstes Ereignis eingestuft wird. Die in Abb. 10 gezeigte Abfolge der Paläospannungsfelder stimmt jedoch nicht mit der bekannten Abfolge überein.

Die bekannte Veränderung des Spannungsfeldes ist durch Feldbefunde gut gesichert (Kürschner & Schwenk 2024). Die Diskrepanzen zwischen der erstellten Altersmatrix (Abb. 8) und den bekannten Paläospannungsfeldern sind folgende. (1) Bewegungen aufgrund von Extension (G3) fanden sowohl vor (Karbon–Perm) als auch nach (Eozän–Miozän) der NE-SW-Kompression in der Späten Kreide statt. (2) Die Flächen in G1 gehören zu den ältesten und jüngsten und sollten daher nicht an vorletzter Stelle in der Matrix stehen. Diese Uneindeutigkeit der Altersmatrix ist vermutlich auf (i) die geringe Zahl relativer Altersbeziehungen und (ii) das Fehlen der Möglichkeit zur Beurteilung von Reaktivierungen innerhalb desselben Spannungsfeldes mit (iii) einem unbekanntem zeitlichen Abstand zurückzuführen.

Die relative Abfolge ist zumindest unter einem Aspekt mit der Entwicklung des Paläospannungsfeldes in Einklang, da D8 älter ist als G3.

Mithilfe einer neu interpretierten Altersmatrix (Abb. 11) lassen sich die bekannte Entwicklung des Spannungsfeldes und die im öVBW bestimmten relativen Altersbeziehungen in einer aussagkräftigen Abbildung zusammenführen. In Abb. 11 wurden die bekannten Paläospannungsfelder (Kürschner & Schwenk 2024) und die relative Altersabfolge dahingehend verändert, dass die Abfolge die mögliche Reaktivierung innerhalb G1 und G3 berücksichtigt. Die umgeschriebene Matrix gibt nun entlang der Zeilen die Abfolge der ältesten und entlang der Spalten die Abfolge der jüngsten Ereignisse wieder. So verbleiben keine inkompatiblen Altersbeziehungen. Reaktivierungen innerhalb D8 und G2 sind nicht bekannt. Hingegen wird dem wiederholten Auftreten der Spannungsfelder in G1 und G3 Rechnung getragen. Die Abfolge G1, G3, D8, G2, G3 und G1 korrespondiert also mit dem folgenden Verlauf der Spannungsfelder: Variszikum: NW-SE-Kompression; Karbon–Perm: Extension; Rotliegend: ESE-WNW-Kompression; späte Kreide: NE-SW-Kompression; Eozän–Miozän: Extension; rezent: NW-SE-Kompression.

Es ist weiter anzumerken, dass die Lösung des erstellten Programms, die Reaktivierung erlaubt, nahezu mit der hier präsentierten Interpretation übereinstimmt. Für die Übereinstimmung der algorithmischen Lösung mit der Matrix in Abb. 11 müssen deren erste und zweite Zeile getauscht werden. Dies ist nicht mit der ersten Matrix nach Angelier (1991) in Abb. 8 zu verwechseln, die nicht für Reaktivierungen offen ist und bei deren Lösung es möglich ist, ohne das Ergebnis zu verfälschen, die ersten beiden Zeilen und Spalten zu tauschen. Es wäre höchst zuträglich, während aller weiteren Projektabschnitte weiter die Zahl der relativen Altersbeziehungen zu erhöhen und diese anschließend mit dem erwähnten Programm zu analysieren. Zum einen spart dies viel händische Arbeit und ist zum anderen weniger Fehler anfällig. Zudem lässt sich die algorithmische Lösung leicht mit den bestehenden Erwartungen abgleichen.

Weiterhin ist es auffällig, wie viele Flächen im öVBW einer ESE-WNW ausgerichteten Kompression zugerechnet wurden. Dies gilt auch für die weiteren Arbeitsgebiete im Bayerischen Wald (Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024). In der Literatur ist die Datenlage zu diesem Spannungsfeld eher spärlich und die chronologische Einordnung ins Rotliegende kritisch. Die vier Datenpunkte aus dem Deckgebirge zum Beispiel, fallen ebenfalls in dieses Spannungsfeld. Da das Gestein, in dem die

Störungsflächen angetroffen wurden, dem Oberjura angehört, können die Bewegungen nur jünger als der Zeitpunkt dessen Lithifizierung sein. Dies widerspricht eindeutig der jetzigen Einordnung der ESE-WNW-Kompression (D8/Rotliegend) in die Paläospannungsfelder. Im einfachsten Fall handelt es sich auch hier um ein wiederkehrendes Spannungsfeld. Es könnte auch lohnenswert sein, einen genaueren Blick auf die im Deckgebirge festgehaltenen Störungen und deren Spannungsfelder zu werfen, um diese ESE-WNW-Kompression besser einordnen zu können.

a \ j	Per	Krei	Eoz-Mioz	rez.	
Var	0	2	3	2	21
Ka-Per	0	1	4	6	
Per	0	1	0	2	
Krei	0	0	0	0	
	0				

Abb. 11:

Hier ist eine angepasste Altersmatrix zu sehen, in der Reaktivierungen innerhalb einer Domäne bzw. Domänengruppe erlaubt ist und bei der zudem das bekannte und wiederholte Auftreten von ähnlich orientierten Spannungsfeldern möglich ist. Durch diese Neuformulierung sind die Abfolgen in den Zeilen- und Spaltenköpfen nicht mehr identisch. Die Zeilenköpfe stellen weiterhin die Abfolge der älteren Ereignisse, die Spaltenköpfe die Abfolge der jüngeren Ereignisse dar. Zudem wurden in den Köpfen die jeweiligen geochronologischen Elemente eingefügt.

Die angeführte Veränderung des Paläospannungsfeldes ist eine mögliche Interpretation des hier gezeigten Datensatzes, unter der Annahme, dass sich viele der angetroffenen Störungsflächen in konjugierten Flächensets und den zugehörigen Riedelsystemen ausbildeten, die in Zusammenhang mit nur zwei tektonischen Ereignissen (variszische NW-SE-Kompression und spätkreidezeitliche NE-SW-Kompression) stehen. Gleichfalls wurden alle Abschiebungen in eine Gruppe verschiedener Extensionsrichtung zusammengestellt. Damit wurde der Versuch abgeschlossen, möglichst viele der angetroffenen Störungsflächen mit einer möglichst kleinen Zahl an tektonischen Ereignissen zu erklären. Es wäre gleichfalls möglich, alle unterschiedenen Domänen jeweils einer der bekannten Entwicklungen des Paläospannungsfeldes zuzuweisen. Damit soll keine Einschränkung ausgesprochen werden, dass diese Paläospannungsfelder keinen Einfluss auf die vorgefundenen Störungssysteme hatten. Vielmehr ist es denkbar, dass die Reaktivierung von Störungen im Laufe der Zeit und unter wechselnden Spannungen von untergeordneter Natur waren, wenige Ereignisse jedoch genügten die Störungssysteme einmal anzulegen.

5 Zusammenfassung

Das Grundgebirge Bayerns ist von Störungen durchzogen. Lokal können die Störungsflächen und die Morphologie Aufschluss über die genaue Position von Störungen geben. Die heutige Morphologie des östlichen Vorderen Bayerischen Waldes ist ein Abbild der jüngsten tektonischen Aktivität. Zu diesem Zeitpunkt scheint es keine Modellstudien zu geben, die den Bayerischen Wald als Vergleichsregion nutzen. Dabei scheint sich das bayerische Grundgebirge mit seinen parallel verlaufenden großen Störungszonen für Modellvergleiche anzubieten. Gerade mit Blick auf Riedelsysteme und die ausgeprägte Morphologie scheinen solche Vergleiche vielversprechend. Die vielen verschiedenen Störungsflächen, die an allen Stellen und in allen Lithologien angetroffen wurden, sind Zeugen der Veränderung des Paläospannungsfeldes. Hier wurde der Versuch unternommen, eine möglichst einfache Lösung für die Abfolge der Spannungsfelder zu finden und hierfür wurde erörtert, wie sich viele Störungssysteme als Riedelsysteme zu dominanten Störungsrichtungen interpretieren lassen. So könnte ein Großteil der vorgefundenen Störungsflächen unter der Einwirkung von nur vier unterscheidbaren Spannungsfeldern angelegt worden sein. Daraufhin folgte vermutlich häufig nur die Reaktivierung von Störungen. Um die in der vorliegenden Untersuchung erhobenen relativen Altersbeziehungen in eine Ereignisabfolge zu ordnen, wurde zudem versucht mit einer neuformulierten Altersmatrix basierend auf Angelier (1991) zu arbeiten, die die Möglichkeit der Wiederholung von Ereignissen zulässt.

Literaturverzeichnis

- Ahlgren, S. G. (2001): The nucleation and evolution of Riedel shear zones as deformation bands in porous sandstone. – *Journal of Structural Geology*, 23 (8): 1203–1214.
- Anderson, E. M. (1905): The Dynamics of Faulting. – *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8 (3): 387–402.
- Angelier, J. (1991): Analyse chronologique matricielle et succession régionale des événements tectoniques. – *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série II, Mécanique, physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 312: 1633–1638.
- Aydin, A. & Schultz, R. A. (1990): Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns. – *Journal of Structural Geology*, 12 (1): 123–129.
- Bergerat, F. & Geysant, J. (1982): Tectonique cassante et champ de contraintes tertiaire en avant des Alpes orientales: le Jura souabe. – *International Journal of Earth Sciences*, 71 (2): 537–548.
- Byerlee, J. (1978): Friction of rocks. – *Pure and Applied Geophysics*, 116 (4-5): 615–626.
- Cloos, H. (1928): Experimente zur inneren Tektonik. – *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*: 609–621.
- Davis, G. H.; Bump, A. P.; García, P. E. & Ahlgren, S. G. (2000): Conjugate Riedel deformation band shear zones. – *Journal of Structural Geology*, 22 (2): 169–190.
- Eberts, A. (2022): Structural inventory and tectonic activity of the western Bohemian Massif and the adjacent Franconian Basin: new insights from lineament analysis and tectonic geomorphology. – Dissertation: 196 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.
- Freund, R. (1974): Kinematics of transform and transcurrent faults. – *Tectonophysics*, 21 (1-2): 93–134.
- Hahn, T. (2024): Lineamentanalyse im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 113–126, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Hofmann, R. (1962): Die Tektonik des Bayerischen Pfahls. – *International Journal of Earth Sciences*, 52 (1): 332–346.
- Katz, Y.; Weinberger, R. & Aydin, A. (2004): Geometry and kinematic evolution of Riedel shear structures, Capitol Reef National Park, Utah. – *Journal of Structural Geology*, 26 (3): 491–501.
- Köhler, S.; Duschl, F.; Fazlikhani, H.; Koehn, D.; Stephan, T. & Stollhofen, H. (2022): Reconstruction of cyclic Mesozoic–Cenozoic stress development in SE Germany using fault-slip and stylolite inversion. – *Geological Magazine*, 159 (11-12): 2323–2345.
- Kroner, U.; Hahn, T.; Romer, R. L. & Linnemann, U. (2007): The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone—Heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust. In: Linnemann, U.; Nance, R. D.; Kraft, P. & Zulauf, G. [Hrsg.]: *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. – *Geological Society of America Special Paper*, 423: 153–172.
- Kroner, U. & Romer, R. L. (2013): Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – *Gondwana Research*, 24 (1): 298–329.

- Kürschner, T. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Hinteren Bayerischen Wald. – *Geologica Bavarica*, 130: 190–216, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kürschner, T. & Schwenk, M. A. (2024): Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 127–143, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- LfU – Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2011): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterung zum Blatt Nr. 7246 Tittling. – Bearbeitung: Elena Galadí-Enríquez, Johann Rohrmüller: 87 S., Augsburg.
- Ludat, A. L.; Dusingizimana, M. W.; Friedrich, A. M.; Aßbichler, D.; Zebari, M. & Kahle, B. (2024): Geologisch-Petrologische Charakterisierung der Störungszonen im Vorderen Bayerischen Wald im Hinblick auf Datierbarkeit der Störungsaktivität. – *Geologica Bavarica*, 130: 56–88, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Mandl, G. (1987): Tectonic deformation by rotating parallel faults: the “bookshelf” mechanism. – *Tectonophysics*, 141 (4): 277–316.
- Martínez Catalán, J. R. (2011): Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? – *Terra Nova*, 23 (4): 241–247.
- Matte, P. (2001): The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. – *Terra Nova*, 13 (2): 122–128.
- Mattern, F. (1995): Late Carboniferous to early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in eastern Bavaria. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, Jg. 1993 Heft 9/10: 1471–1490.
- Methner, S. & Wauschkuhn, B. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im westlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, 130: 144–163, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Mondal, T. K. & Mamtani, M. A. (2016): Palaeostress analysis of normal faults in granite—implications for interpreting Riedel shearing related to regional deformation. – *Journal of the Geological Society*, 173 (1): 216–227.
- Moody, J. D. & Hill, M. J. (1956): Wrench-Fault Tectonics. – *Geological Society of America Bulletin*, 67 (9): 1207–1246.
- Müller, B.; Wehrle, V.; Zeyen, H. & Fuchs, K. (1997): Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. – *Tectonophysics*, 275 (1-3): 199–219.
- Richard, P. D.; Naylor, M. A. & Koopman, A. (1995): Experimental models of strike-slip tectonics. – *Petroleum Geoscience*, 1 (1): 71–80.
- Riedel, W. (1929): Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. – *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*: 354–368.
- Ron, H.; Nur, A. & Aydin, A. (1993): Stress field rotation or block rotation: an example from the Lake Mead fault system. – *Annals of Geophysics*, 36 (2): 65–73.

- Schreurs, G. (1994): Experiments on strike-slip faulting and block rotation. – *Geology*, 22 (6): 567–570.
- Sperner, B. & Zweigel, P. (2010): A plea for more caution in fault-slip analysis. – *Tectonophysics*, 482 (1-4): 29–41.
- Stephan, T.; Kroner, U.; Hahn, T.; Hallas, P. & Heuse, T. (2016): Fold/cleavage relationships as indicator for late Variscan sinistral transpression at the Rheno-Hercynian–Saxo-Thuringian boundary zone, Central European Variscides. – *Tectonophysics*, 681: 250–262.
- Suess, E. (1883): *Das Antlitz der Erde. Erste Abtheilung*: 779 S., Tempsky.
- Tchalenko, J. S. & Ambraseys, N. N. (1970): Structural Analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) Earthquake Fractures. – *Geological Society of America Bulletin*, 81 (1): 41–60.
- Thatcher, W. & Hill, D. P. (1991): Fault orientations in extensional and conjugate strike-slip environments and their implications. – *Geology*, 19 (11): 1116–1120.
- Zeithöfler, M. (2007): Brittle Petrofabrics in the Central Bavarian Forest (SE Germany). – Dissertation: 249 S., Ludwig-Maximilians-Universität München, München.
- Zeithöfler, M.; Wagner, B. & Spörlein, T. (2015): Strukturgeologie und Grundwasserführung im ostbayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 112: 64 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

Bildrechte

LfU: Abb. 1, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5, Abb. 6, Abb. 7, Abb. 8, Abb. 9, Abb. 10, Abb. 11

Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Hinteren Bayerischen Wald

Thomas Kürschner

1.1	Naturräumliche Aspekte	191
1.2	Geologischer Überblick	192
1.2.1	Gabbro-Amphibolit-Masse (GAM)	192
1.2.2	Hinterer Bayerischer Wald	193
2	Ergebnisse	194
2.1	Das Störungsinventar im Hinteren Bayerischen Wald	195
2.2	Beispiel der Störungsaufnahme am Steinbruch Blauberg	195
2.3	Allgemeine Merkmale der Störungen im Hinteren Bayerischen Wald	198
2.4	Orientierung der Störungsflächen	200
2.5	Lineamente und Morphologie	201
2.6	Mineralisation	202
2.7	PBT-Domänen und Spannungsfelder	204
2.7.1	Vergleich der PBT-Domänen in Abhängigkeit von der Gesteinsart	206
2.7.2	Regionale Verteilung der PBT-Domänen	206
2.7.3	Vergleich der PBT-Domänen in Abhängigkeit der Mineralisation	207
2.8	Altersbeziehungen	208
3	Interpretation	208
3.1	Zeitliche Einordnung tektonischer Aktivität im Hinteren Bayerischen Wald	208
3.1.1	Die spätvariszische Entwicklung anhand von Hellglimmer führenden Störungen	209
3.1.2	Postvariszische Entwicklung	209
3.2	Störungen und Oberflächenmorphologie	211
3.3	Junge Hebungen im östlichen Hinteren Bayerischen Wald?	212
4	Zusammenfassung	212

1 Überblick

Das Arbeitsgebiet Hinterer Bayerischer Wald erstreckt sich von der Cham-Further Senke im Nordwesten bis hin zur österreichischen Grenze im Südosten (Abb. 1). Es schließt dabei die im Norden gelegene Gabbro-Amphibolit-Masse (GAM) mit dem Hohen Bogen ein. Im Süden bildet die markante Linie der Pfahl-Störung den Übergang zum Vorderen Bayerischen Wald, während sich das Gebiet nach Norden bis zur bayerisch-tschechischen Staatsgrenze ausdehnt. Größere Siedlungen finden sich vor allem entlang des Pfahls sowie am Regen und seinen Zuflüssen (Furth im Wald, Cham, Bad Kötzing, Viechtach, Zwiesel, Regen, Grafenau, Freyung). Mit einer Fläche von knapp 250 km² hat zudem der Nationalpark Bayerischer Wald einen Anteil von etwa 14 % am Arbeitsgebiet.

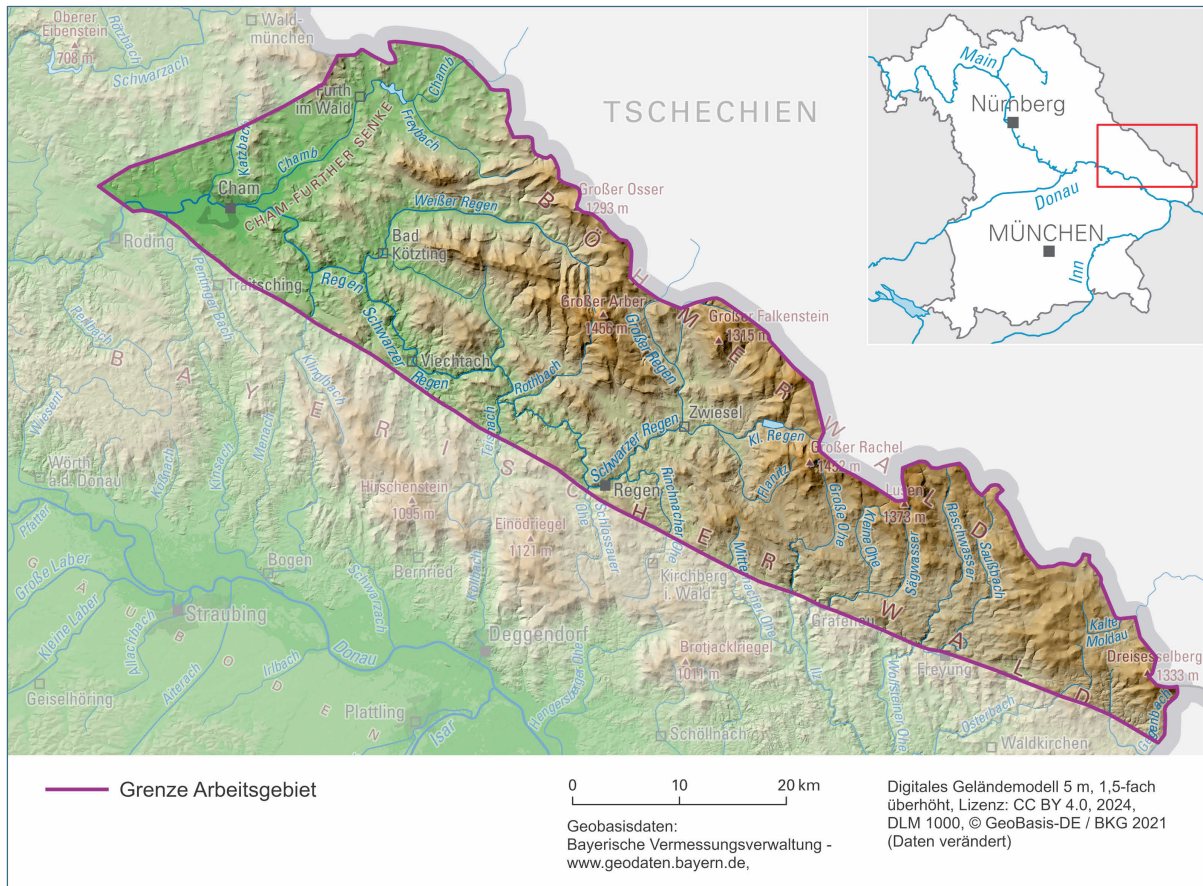


Abb. 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes Hinterer Bayerischer Wald

1.1 Naturräumliche Aspekte

Morphologisch zeigt der Hinterer Bayerische Wald den typischen Charakter eines Mittelgebirges mit einer Höhenlage zwischen 360 m NHN westlich von Cham und 1.456 m NHN mit dem Gipfel des Großen Arber (Abb. 1). Zwischen dem Oberpfälzer Wald im Nordwesten und den Erhebungen des Bayerischen Waldes bildet die Cham-Further Senke eine ausgeprägte NE-SW verlaufende Depression, welche ihre nordöstliche Fortsetzung in der Gabbro-Amphibolit-Masse findet. Die GAM zeichnet sich überwiegend durch ein flaches Relief aus, welches jedoch im Süden durch den markanten Höhenrücken des Hohen Bogens (1.079 m NHN) überragt wird. Von dort schließt sich nach Osten hin mit den Gipfeln von Großem Osse (1.293 m NHN) und Zwercheck (Svaroh, 1.333 m NHN) das Künische Gebirge (Královský Hvozd) an.

Im westlichen Teil des Hinteren Bayerischen Waldes ist die Morphologie stark geprägt von den WNW-ESE orientierten Tälern des Schwarzen und Weißen Regens sowie des zwischen diesen gelegenen

Zeller Tals. In gleicher Richtung verläuft der Höhenzug des Kaitersberges (1.133 m NHN), der sich nach Osten fortsetzt und in seiner Verlängerung in das bis über 1.400 m hohe Arber-Massiv übergeht. Das in diesem Bereich nach Osten hin ansteigende Relief macht sich auch an der Fließrichtung des Regens und seiner Zuflüsse bemerkbar, die hier nach Nordwesten hin entwässern. Bemerkenswert sind jedoch im Raum Kaitersberg-Arber insbesondere auch die kleineren, markant N-S verlaufenden Täler, welche den Höhenzug auf beiden Seiten segmentieren.

Im zentralen Bereich des Arbeitsgebietes erstreckt sich von Regen im Süden über Zwiesel bis nach Bayerisch Eisenstein im Norden, mit den Tälern von Schwarzem und Großem Regen, eine weitere markante morphologische Depression. Von dieser ausgehend steigt das Relief nach Osten erneut deutlich an und bildet im Bereich des Nationalparks weitere markante Erhebungen. Zu nennen sind hier Großer Falkenstein (1.315 m NHN), Großer Rachel (1.452 m NHN) und Lusen (1.373 m NHN).

Im Bereich um Freyung und Grafenau erscheint ein geographischer, hydrologischer und morphologischer Sprung. So entwässern nun die Zuflüsse der Ilz (Große und Kleine Ohe, Saußbach, Sägwasser) in Richtung Süden. Deren Täler verlaufen ganz im Norden in Richtung NNW-SSE bis N-S, schwenken südlich der Fortsetzung der Rundinger Scherzone nach NNE-SSW, und südlich des Pfahles überwiegend wieder nach NNW-SSE bis N-S um.

Nordöstlich von Freyung erhebt sich das Relief erneut, zeigt jedoch hier im Gegensatz zum westlichen Hinteren Bayerischen Wald eher den Charakter einer Hochfläche mit nur wenig eingeschnittenen Flusstälern. Ganz im Osten, unweit des Dreiländer-Ecks von Tschechien, Deutschland und Österreich, stellt der Dreisesselberg die höchste Erhebung dar (1.333 m NHN). Um Neureichenau entwässert der Große Michelbach als Zufluss der Großen Mühl in Richtung Südosten nach Österreich. In der Umgebung von Haidmühle entspringen zudem die Quellbäche der Kalten Moldau, welche nach Nordosten fließt. Damit verläuft eine der europäischen Hauptwasserscheiden zwischen Elbe und Donau durch das Arbeitsgebiet.

1.2 Geologischer Überblick

1.2.1 Gabbro-Amphibolit-Masse (GAM)

Im Norden des Arbeitsgebietes stehen in der GAM Gesteine des Teplá-Barrandiums an. Die Rahmengesteine sind hier neoproterozoische Metasedimente und -vulkanite, welche dem Domažlice-Kristallin zugeordnet werden. Deren cadomische metamorphe Überprägung erfolgte vor etwa 540–550 Millionen Jahren (Ma), was anhand von Th-U-Pb-Datierungen von Monazit aus Paragneisen des Domažlice-Kristallins belegt wird (Zulauf et al. 1999). In diese Einheit intrudierten während des Kambriums mafische bis felsische Plutonite des Neukirchen-Kdyně Massivs, zu denen insbesondere auch die in der GAM anstehenden Gabbros gezählt werden (Dörr et al. 1998; 2002). Im Gegensatz dazu wurde für den Diorit am Teufelsberg ostnordöstlich von Neukirchen b. Hl. Blut ein Intrusions-Alter nahe der Grenze Devon-Karbon von 359 ± 2 Ma ermittelt (Bues et al. 2002). Der Hohe Bogen im Süden der GAM bildet mit seinen teilweise mylonitisierten Amphiboliten den Übergang von NNW-SSE streichender Westböhmischer Scherzone und der NE-SW verlaufenden Zentralböhmischen Scherzone, welche das Teplá-Barrandium tektonisch nach Westen und Süden begrenzen (Bues & Zulauf 2000; Dörr & Zulauf 2010). Deren Haupt-Aktivitätsphase mit abschiebender Kinematik wird in den Zeitraum von 343–337 Ma anhand von synkinematisch intrudierten Plutonen verortet (Dörr & Zulauf 2010). Innerhalb der Hoher Bogen Scherzone wurden zudem tektonische Schuppen von Meta-Peridotiten und mafischen Granuliten beschrieben (Bues & Zulauf 2000).

1.2.2 Hinterer Bayerischer Wald

Südlich der GAM besteht der Hinterer Bayerische Wald aus Einheiten des Moldanubikums sensu stricto, die der Monotonen Gruppe, der tektonisch tiefsten Einheit der Drosendorf Gruppe, zugeordnet werden. Es handelt sich hierbei überwiegend um neoproterozoisch-kambrische Metasedimente und -vulkanite, die während der Spätphase der variszischen Orogenese eine Hochtemperatur-Niedrigdruck-(HT-LP-)Metamorphose erfuhren (GLA 1996; Franke 2000; Kroner et al. 2008). Am Ende dieser Phase kam es auch zur Intrusion von zahlreichen Granitoid-Plutonen am Westrand der Böhmisches Masse (Gerdes et al. 2000; Klein et al. 2008; Siebel et al. 2008).

Über weite Teile des Gebietes, vor allem nördlich der Rundinger Scherzone, sind metatektische Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise verbreitet (Teipel et al. 2008). Untergeordnet treten Biotit-Plagioklas-, Ortho- und Glimmergneise auf. Hingegen finden sich zwischen Pfahl und Rundinger Scherzone häufiger höhermetamorphe Gesteine wie diatektische Gneise und Diatexite. Für die Metamorphosebedingungen wurden Maxima von 800–850 °C und 0,5–0,7 GPa an metatektischen Gneisen aus dem Gebiet um Bodenmais bestimmt (Kalt et al. 1999). Generell nimmt der Metamorphosegrad nach Norden hin ab (Blümel & Schreyer 1976). So stehen im Künischen Gebirge vor allem niedriger metamorphe Glimmerschiefer, Orthogneise und Quarzite mit eingeschalteten Amphibolit- und Marmor-Linsen an.

Im Südosten des Hinteren Bayerischen Waldes befinden sich mehrere große Granit-Plutone. Dazu zählen Dreisessel-Plöckenstein-Pluton im Dreiländereck, Finsterauer Pluton und der Haidel-Pluton nordwestlich und nordöstlich von Freyung. Weitere nennenswerte Plutone sind die Granite bei Rinnach, Arnbruck sowie Miltach. Sämtliche Intrusions-Alter wurden dabei auf 320–328 Ma bestimmt (Siebel et al. 2008), womit diese etwa mit dem Zeitrahmen der HT-LP-Metamorphose übereinstimmen (Kalt et al. 2000). Zusätzlich treten verteilt über den gesamten Hinteren Bayerischen Wald, jedoch insbesondere im zentralen Bereich, immer wieder kleinere granitische Intrusionen und Pegmatite auf.

Für die Exhumierung und Hebung der Kruste im Hinteren Bayerischen Wald wurden von Kalt et al. (2000) anhand von Abkühl-Altern folgende Zeitmarker ermittelt. Nach dem Höhepunkt der HT-LP-Metamorphose um 323–326 Ma erfolgte eine Abkühlung auf 700 °C bereits bei etwa 321 Ma (U-Pb Titanit). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von Hornblende und Biotit ergeben für die Abkühlung auf 570–500 °C einen Zeitraum zwischen 322 und 316 Ma und für eine Temperatur von 345–310 °C etwa 313–309 Ma. Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Schließungstemperatur von Kalifeldspat zwischen 300–150 °C wurde wahrscheinlich bereits um die Grenze Karbon-Perm erreicht.

Mit dem Pfahl und der Rundinger Scherzone sind im Bearbeitungsgebiet zwei bemerkenswerte NW-SE bis WNW-ESE streichende Störungszonen vorhanden. Beide zeichnen sich durch bis zu mehrere hundert Meter breite Mylonit- und Kataklasit-Zonen aus. Zudem ist namensgebend für den Pfahl seine senkrecht stehende und bis zu 100 m breite hydrothermale Quarzfüllung, die im Gelände einen markanten Härtling bildet. Anhand von entlang der Pfahl-Störung intrudierten Granitoiden ist bereits im frühen Karbon von duktiler Scherung entlang der Störungszone auszugehen (Siebel et al. 2005). Es erfolgte eine mehrfache sprödektektische Reaktivierung mit teilweise intensiver hydrothermalen Aktivität entlang des Pfahls, welche zur Ausfällung der Quarz-Mineralisation führte. Für diese erbrachte eine Rb-Sr-Datierung ein Alter von 247 ± 21 Ma (Horn et al. 1986).

Neotektonische Aktivitäten sind im Hinteren Bayerischen Wald bisher nur bedingt untersucht worden. Auf Grundlage von Apatit-Spaltspurdaturungen (AFT) ist bekannt, dass junge Hebungen im Bereich des Grundgebirges Ostbayerns vorwiegend in der Späten Kreide bis Paläogen stattfanden (Hejl et al. 1997). Diese stimmen zeitlich mit der letzten wesentlichen Hebungsphase des Pfahls überein (Schröder 1987). Eine junge Reaktivierung mit größeren Versatzbeträgen ist zumindest im Nordwest-Teil der Pfahl-Störung nicht zu beobachten, da hier miozäne Sedimente der Paläo-Naab unbeeinflusst den Pfahl überlagern (Meyer 1989). Anhand seiner Morphologie, die eine ebene Hochfläche mit steil

abfallenden Rändern darstellt, ist beispielsweise für den Regensburger Wald von einer jungen Hebung auszugehen, während andere Bereiche wie die Becken von Cham, Rötz oder Waidhaus sich relativ dazu absenkten (Eberts 2022).

Im Bayerischen Wald wurden zudem auch Hebungen in der Frühen Kreide diskutiert (Vamvaka et al. 2014). Für diese Prozesse werden neben tektonischen Bewegungen seit der Späten Kreide auch regionale Hebungsprozesse aufgrund von Asthenosphären-Aufwölbung in Mitteleuropa angenommen (Eberts 2022). Diese führten zu einer ausgeprägten Blocktektonik am Westrand der Böhmisches Masse.

Während der Kreide und des Tertiärs kam es im Bayerischen Wald schließlich zu intensiver chemischer Verwitterung und der oberflächennahen Kaolinisierung von Granitoid-Körpern (Teipel et al. 2008). Geologisch junge Bildungen sind außerdem die in der Cham-Further Senke abgelagerten pliozänen und pleistozänen alluvialen Sande und Kiese. Zudem bildeten sich während der Kaltzeiten des Pleistozäns in den Hochlagen des Bayerischen Waldes, insbesondere um den Großen Arber und Großen Rachel, kleine Gletscherkare und Moränen aus (Hauner et al. 2019).

2 Ergebnisse

Aufgrund der geringen Anzahl aktiver bergbaulicher Gewinnungsbetriebe sind die geologischen Aufschluss-Verhältnisse im Hinteren Bayerischen Wald grundsätzlich nur als mäßig einzustufen. Jedoch begünstigt das ausgeprägte morphologische Relief das Vorhandensein von zahlreichen kleinen aufgelassenen Steinbrüchen sowie Straßen- und Wegböschungen. Natürliche Felsfreistellungen sind zwar ebenfalls häufig, jedoch sind Störungsflächen als Wegsamkeiten für Wasser in besonderem Maße der Verwitterung ausgesetzt, weshalb derartige Aufschlüsse nur selten belastbare Ergebnisse erbrachten. Gute Aufschluss-Verhältnisse sind insbesondere in den mehr oder weniger aktiven Steinbrüchen Blauberg (östlich von Cham), Daberg (nordöstlich von Furth im Wald), Oberfaustern (westlich von Neukirchen b. Hl. Blut), Schlag (östlich von Rinchnach) und Zwiesel vorgefunden worden.

Tab. 1: Übersicht der aufgenommenen Störungsflächen aufgegliedert nach Teilregion (A), Mineralisation (B) und Gestein (C). CFS: Cham-Further Senke. GAM: Gabbro-Amphibolit-Masse. HBW: Hinterer Bayerischer Wald. Granitoid umfasst Granit, Diatexit und Gang-Granit. Metamorphit umfasst Gneis, Metatexit, Glimmerschiefer, Quarzit und Mylonit.

A)		B)		C)	
Teilregion	Anzahl Störungen	Mineralisation	Anzahl Störungen	Gestein	Anzahl Störungen
GAM	202	Calcit	28	Meta-Basit	193
CFS	135	Chlorit	58	Granitoid	451
Pfahl – RSZ	235	Fe-(hydr)oxide	117	Metamorphit	420
Freyung-Grafenau	81	Graphit	4	Sonstige	5
HBW West	114	Hellglimmer	73		
HBW Mitte	167	Quarz	317		
HBW Ost	135	Serpentin	8		
		Ton	38		
		Turmalin	8		
		Sonstige	9		
		keine	604		

Somit konnte eine umfangreiche Aufnahme des Strukturinventars erfolgen und eine gute Flächendeckung erreicht werden (Abb. 2). Es sollte jedoch angemerkt werden, dass die aufgenommenen Aufschlüsse meist nur punkthafte Einblicke in den geologischen Untergrund darstellen – der allergrößte

Teil des Gebietes bleibt unter Vegetation, Infrastruktur, Boden, Verwitterungshorizonten und jungen Talfüllungen verborgen.

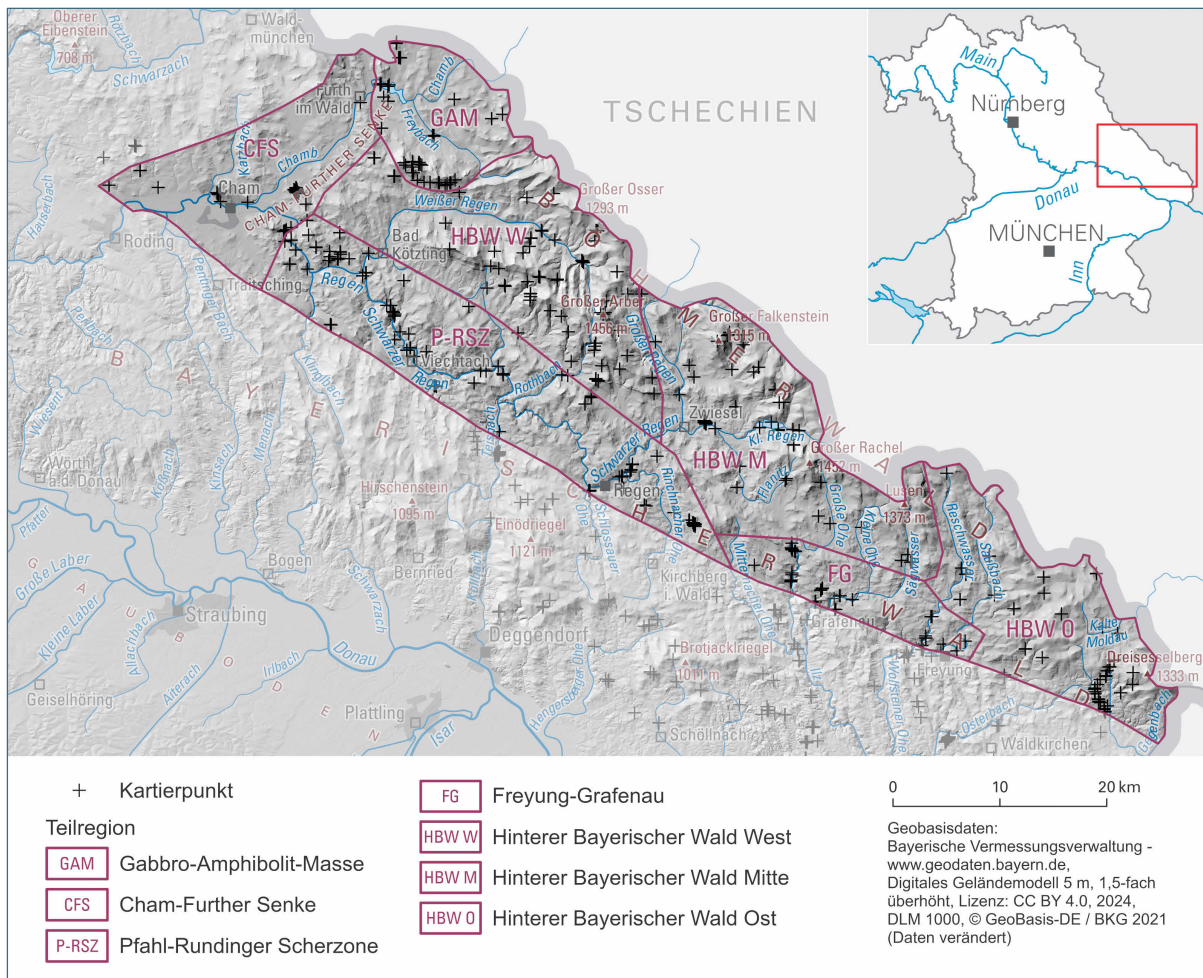


Abb. 2: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes Hinterer Bayerischer Wald. Dargestellt sind zudem die Messpunkte, bei welchen Störungen aufgenommen wurden.

2.1 Das Störungsinventar im Hinteren Bayerischen Wald

Insgesamt wurden 1.069 plausible Messungen an Störungsflächen im Hinteren Bayerischen Wald durchgeführt, sowie deren Schersinn, Mineralisation und Beschaffenheit dokumentiert (Tab. 1; Methodik nach Kürschner & Schwenk 2024). Anschließend wurde das Arbeitsgebiet für die weitere Auswertung anhand von Geologie und Morphologie zunächst in 36 Teilgebiete unterteilt (analog zu Abb. 2 in Schwenk 2024). Für eine übersichtlichere Darstellung erfolgte schließlich die Gliederung des Gebietes in sieben Teilregionen, für welche die Ergebnisse zusammengestellt wurden (Tab. 1).

2.2 Beispiel der Störungsaufnahme am Steinbruch Blauberg

Als Beispiel für die Aufnahme von Störungen an einem größeren Aufschluss im Hinteren Bayerischen Wald folgt eine Beschreibung des Steinbruchs Blauberg. Dieser befindet sich in der Cham-Further Senke etwa 1,5 km nordwestlich von Runding. Gewonnen wird hier ein mittelkörniger, porphyrischer Zweiglimmer-Granit, welcher von metatektischen Gneisen im Osten und diatektischen Gneisen im Westen begrenzt wird. In einer Entfernung von ungefähr einem Kilometer verläuft südlich des Steinbruchs die WNW-ESE streichende Rundinger Scherzone. Neben diesem Lineament stellt der ENE-WSW Verlauf der Cham-Further Senke ein weiteres Lineament 1. Ordnung dar (siehe auch Hahn 2024). Zusätzlich

treten weitere morphologische Elemente 2. Ordnung mit WNW-ESE-Orientierung auf. Weiter östlich existieren zudem NNE-SSW streichende Lineamente 2. und 3. Ordnung.

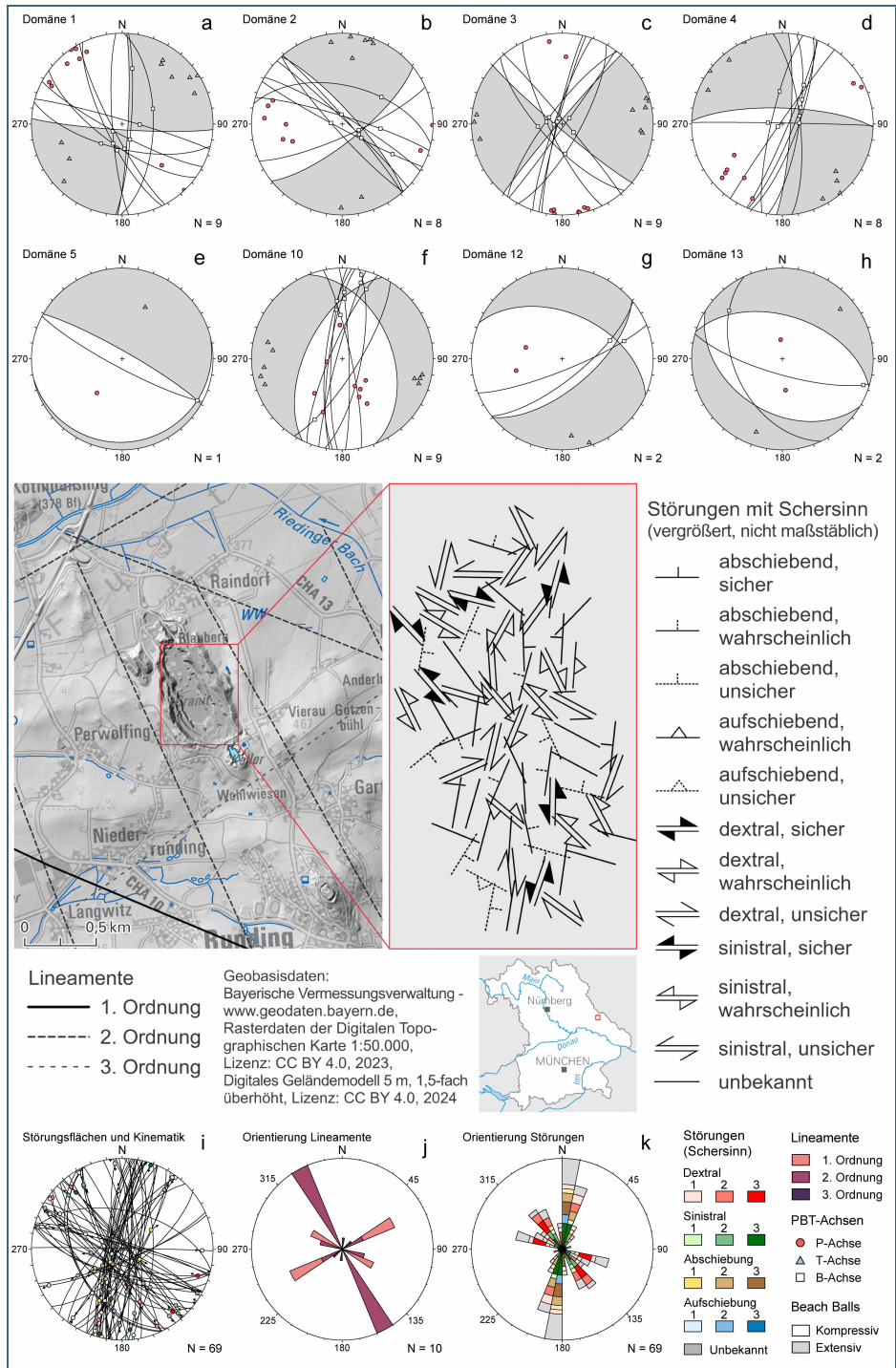


Abb. 3: Als Beispiel für die Aufnahme von Störungen im Hinteren Bayerischen Wald ist der Steinbruch Blauberg dargestellt. In die Karte wurden die Störungen mit Schersinn sowie der Sicherheit, mit welcher der Schersinn bestimmt wurde, eingetragen. Die Position der Symbole entspricht dabei nicht exakt dem Ort der Messung, da diese zur besseren Übersichtlichkeit dispergiert wurden. a–h: Störungen mit bekanntem Schersinn konnten 8 verschiedenen PBT-Domänen zugeordnet werden, wobei die meisten Störungen auf die Domänen 1–4 sowie 10 fallen (siehe auch Abb. 11). i: Alle gemessenen Störungen dargestellt als Großkreis mit Linear. j: Orientierung der Lineamente in der näheren Umgebung des Steinbruchs Blauberg als Rosendiagramm. k: Orientierung aller Störungen dargestellt als Rosendiagramm.

Im Steinbruch wurden insgesamt 69 Störungsflächen aufgenommen (Abb. 3). Dabei wurden drei Vorzugsrichtungen beobachtet und nach absteigender Häufigkeit sortiert: N-S bis NNE-SSW, NW-SE bis NNW-SSE sowie WNW-ESE. Vor allem Abschiebungen und sinistrale Blattverschiebungen streichen N-S bis NNE-SSW, allerdings konnten mit dieser Orientierung auch dextrale Bewegungen festgestellt werden. Mit einem Streichen in Richtung WNW-ESE und NW-SE bis NNW-SSE finden sich bevorzugt dextrale Störungen, jedoch wurden auch hier wieder sinistrale Bewegungen beobachtet.

Die stereographische Darstellung der Störungsflächen in einem Schmidt'schen Netz ermöglicht nun unter Beachtung des Schersinns eine Gliederung in verschiedene Flächen-Sets. Dazu wird außerdem auch die theoretische Lage der drei Hauptspannungsrichtungen (P-, B- und T-Achse) jeder Störungsfläche berücksichtigt (für Methodik, siehe Kürschner & Schwenk 2024). Es ergibt sich infolgedessen die in Abb. 3 dargestellte Gliederung in verschiedene, sogenannte, PBT-Domänen (siehe auch Abb. 11).

Vor allem die N-S bis NNE-SSW streichenden Störungen stellen die Hauptstrukturen im Steinbruch Blauberg dar. Hierbei handelt es sich teilweise um einzelne Störungsflächen, jedoch wurden auch Störungszonen mit ausgeprägter Zerrüttungszone, Ton-Letten und Quarz-Gängen festgestellt, von welchen insbesondere eine hervorsticht (Abb. 4, Abb. 6e, f). Diese durchläuft den gesamten Steinbruch und weist eine bis zu mehreren Metern mächtige, stark alterierte Zerrüttungszone auf, die von Quarz-Gängen sowie relativ massiven Ton-Letten durchzogen ist. Die Quarz-Gänge sind scheinbar durch jüngere Bewegungen zumindest stellenweise kataklastisch zerbrochen worden, wobei die Bruchstücke vereinzelt innerhalb der Letten schwimmen. Die Kinematik der Störung ist wahrscheinlich abschiebend, wobei auch flachere Lineare festgestellt wurden, welche eine sinistrale Bewegung andeuten. Eindeutige Schersinn-Indikatoren sind aufgrund der intensiven Alteration und Zerrüttung allerdings kaum vorhanden. An den Verlauf der Störung nördlich und südlich vom Steinbruch angeschlossen findet sich auch im Digitalen Geländemodell eine leichte Depression im Relief, welche etwa N-S bis NNE-SSW streicht. Diese Vertiefung erstreckt sich auf einer Länge von 1,3 km.

Neben den bereits erwähnten Ton-Letten und Quarz konnte zudem auf Störungsflächen Chlorit beobachtet werden, welcher partiell in Druckschatten vorkommt. Außerdem scheint Chlorit auch auf Kluftflächen aufzutreten. Besonders entlang der N-S streichenden Störungen wurde zudem eine Alteration des Feldspats zu Tonmineralen beobachtet, die mit einer Durchdringung des Granits mit sekundären Eisenmineralen einhergeht (Abb. 6f).



Abb. 4: Ansicht des Steinbruchs Blauberg mit N-S bis NNE-SSW streichender Hauptstruktur. Die Störung mit wahrscheinlich abschiebender und/oder sinistraler Kinematik ist gekennzeichnet durch eine bis zu mehreren Metern mächtige Zerrüttungszone mit Ton-Letten und Quarz-Gängen. Letztere wurden teilweise durch jüngere Bewegungen kataklastisch zerbrochen (siehe auch Abb. 6e).

Die Schnittbeziehungen von Störungsflächen zueinander oder von zwei Strömungs-Generationen (Linaren) auf einer Störungsfläche können wichtige Hinweise auf die relativen Altersbeziehungen von verschiedenen Bewegungen und der damit verknüpften Spannungsfelder liefern. Es wurden insgesamt fünf dieser Schnittbeziehungen im Steinbruch Blauberg festgestellt, allerdings konnte bei jeweils einem der beiden Elemente der Schersinn nur unsicher oder gar nicht bestimmt werden. In Abb. 5 ist eine Situation im Norden der 2. Sohle dargestellt, bei welcher eine ältere NE-SW streichende Störung

von einer jüngeren WNW-ESE bzw. NW-SE streichenden Störung versetzt wird. Dabei befinden sich auf der Störungsfläche der zuletzt genannten Störung die Harnische von zwei Bewegungen. Das vermeintlich ältere Linear zeigt wahrscheinlich eine sinistrale Blattverschiebung, welche einer theoretisch N-S gerichteten maximalen Hauptspannung zugeordnet werden kann. Später kam es durch eine Dehnung in Richtung WNW-ESE zu einer abschiebenden Bewegung auf der gleichen Fläche. Schließlich wurde diese Fläche von einer WNW-ESE bis NW-SE orientierten Störung dextral versetzt. Letztere entspricht theoretisch einer maximalen Hauptspannung in Richtung NW-SE bis NNW-SSE.

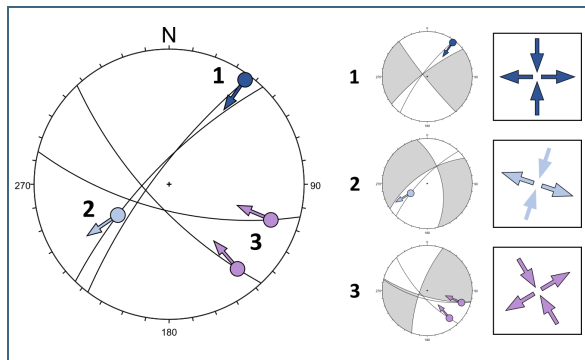


Abb. 5: Beispiel einer relativen Altersbeziehung im Norden der 2. Sohle im Steinbruch Blaumberg. Eine NE-SW streichende Störungsfläche (1) und (2) wird von zwei WNW-ESE bzw. NW-SE streichenden dextralen Blattverschiebungen (3) versetzt. Auf der NE-SW streichenden Störungsfläche konnten zwei Harnische beobachtet werden, von welchen eine sinistrale Bewegung (1) älter als eine abschiebende Bewegung (2) ist. Rechts sind mithilfe der Beachball-Darstellung und Pfeilen die Orientierungen der jeweiligen Spannungsregime dargestellt.

2.3 Allgemeine Merkmale der Störungen im Hinteren Bayerischen Wald

Überwiegend handelt es sich bei den aufgenommenen Störungen um einzelne Störungsflächen mit begrenzter Ausdehnung im Bereich von wenigen Metern bis einigen zehner Metern und einem relativ geringen Versatz in der Größenordnung von < 1 cm bis mehrere Dezimeter (Abb. 6g). Jedoch ist auch bei Einzelflächen durchaus eine größere Erstreckung der Flächen anzunehmen. So wurde beispielsweise im Höllbachgespreng am Großen Falkenstein eine einfache Störungsfläche beobachtet, die im Digitalen Geländemodell (DGM) auf mehr als 150 m verfolgbare ist (Abb. 6b). Generell konnte jedoch nur in Einzelfällen der Versatzbetrag an den Störungen festgestellt werden, da in den Meta-Basiten, Metamorphiten und Granitoiden Marker wie Schichtung oder Ähnliches fehlten.

Größere Störungszonen mit Zerrüttungszone und Störungsletten wurden vornehmlich in den aktiven Steinbrüchen Daberg, Blaumberg, Schlag und Zwiesel angetroffen (Abb. 6a, d, e). Hierbei ist von einer horizontalen Erstreckung über mehrere hundert Meter und insbesondere auch bei einer beobachteten größeren Störungszone im Steinbruch Blaumberg von mehr als einem Kilometer auszugehen (Abb. 4). Selten konnten bei Aufschlüssen an Weg- oder Straßenböschungen, sowie an der alten Bahntrasse Waldkirchen-Haidmühle weitere kleine Störungszonen beobachtet werden, die jedoch stets stark verwittert sind (Abb. 6c). Nur in den Steinbrüchen Blaumberg, Schlag und Zwiesel waren größere Störungszonen teilweise Wasser führend.

Ansonsten wurde keine Wasserführung festgestellt, was insbesondere auch auf die ansonsten nur sehr geringe Tiefenlage der aufgeschlossenen Störungen zurückzuführen ist.

Bemerkenswert sind zudem in Sandgruben bei Arnbruck sowie im Steinbruch Zwiesel im Granit-Zersatz auftretende Ton-gefüllte Trennflächen. Hierbei ist jedoch nicht eindeutig feststellbar, ob diese Störungsflächen mit schmalen Ton-Letten oder Klüfte verfüllt mit umgelagertem Ton darstellen.

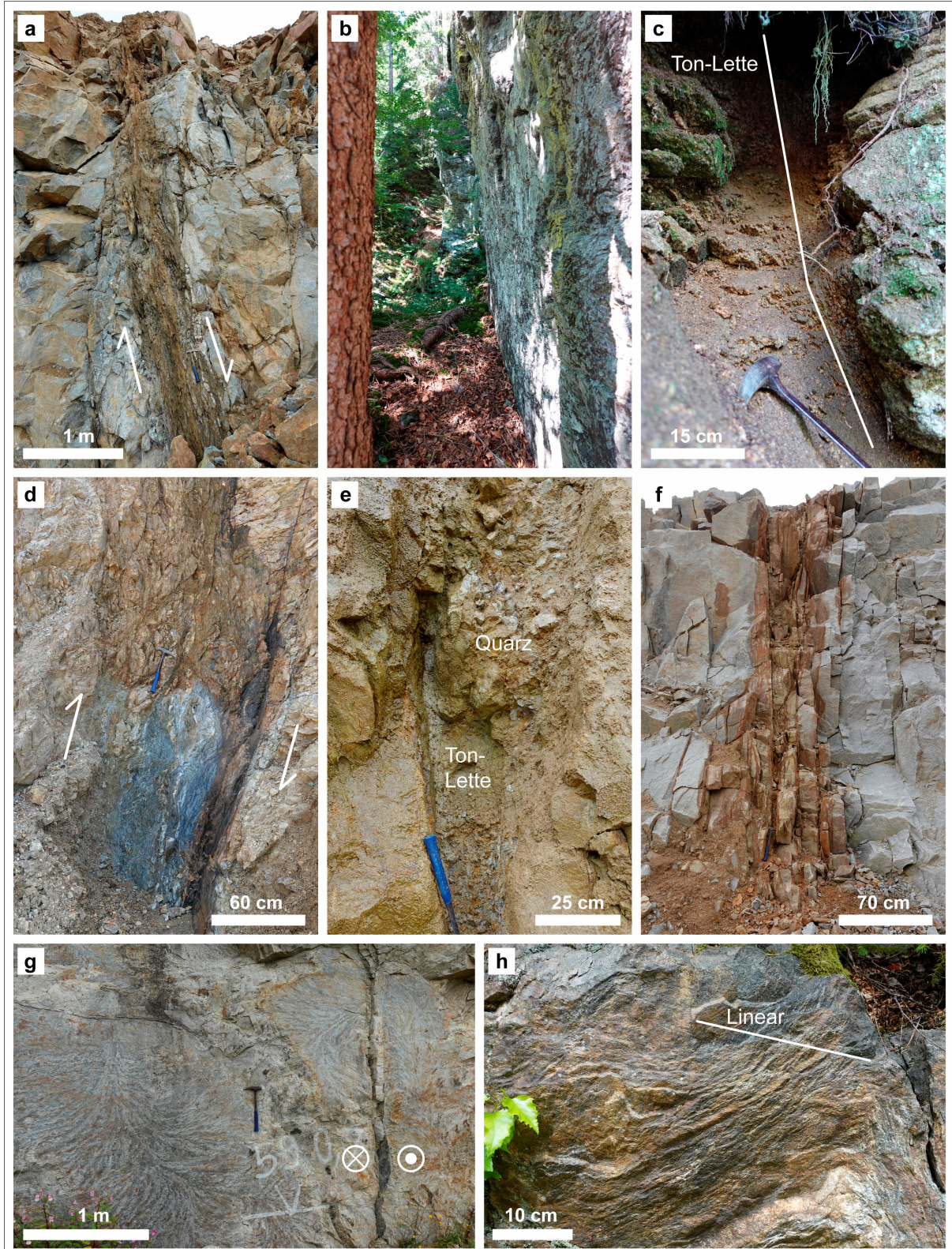


Abb. 6: Beispiele für Störungen und Störungszonen im Hinteren Bayerischen Wald. a: Nach Nordosten einfallende Störungzone im Steinbruch Daberg (nordöstlich Furth im Wald) mit vermutlich abschiebendem Schersinn. b: WNW-ESE streichende Störungsfläche im Höllbachgespreng ostnordöstlich des Großen Falkenstein. Diese ist stark verwittert und zeigt damit das typische Erscheinungsbild von Störungsflächen bei natürlichen Felsfreistellungen. c: Geringmächtige, stark verwitterte nach Westsüdwesten einfallende Störungzone an der ehemaligen Bahnlinie nordöstlich von Altreichenau. Die weiße Linie zeichnet eine schmale Ton-Lette nach. d: Nach Nordnordosten einfallende, wahrscheinlich aufschiebende Störungzone im Steinbruch Zwiesel mit Graphit-Mineralisation. e: N-S streichende Störungzone im Steinbruch Blaiberg nordwestlich von Runding mit Ton-Letten und kataklastisch zerbrochenem Quarz-Gang. f: N-S streichende Störungzone im Steinbruch Blaiberg nordwestlich von Runding. Ausgehend von dieser findet eine Alteration des Granits statt. g: Eine Klufffläche mit Besenstruktur („plumose structure“) wird von einer N-S streichenden Störung dextral um ca. 10–15 cm versetzt. Steinbruch Zwiesel. h: Nach Nordnordosten einfallende Störungsfläche im metatektischen Gneis bei Weidhütte, nordöstlich von Neuschönau.

2.4 Orientierung der Störungsflächen

Im Hinteren Bayerischen Wald sind Störungen grundsätzlich sehr verschieden orientiert. In der Rosendiagramm-Darstellung des Streichens (Abb. 7a) zeigt sich, dass über das gesamte Arbeitsgebiet verteilt Störungsflächen in nahezu alle Richtungen recht häufig auftreten. Am häufigsten wurden Störungen mit WNW-ESE-Orientierung beobachtet. Die wenigsten Strukturen streichen dagegen in Richtung E-W.

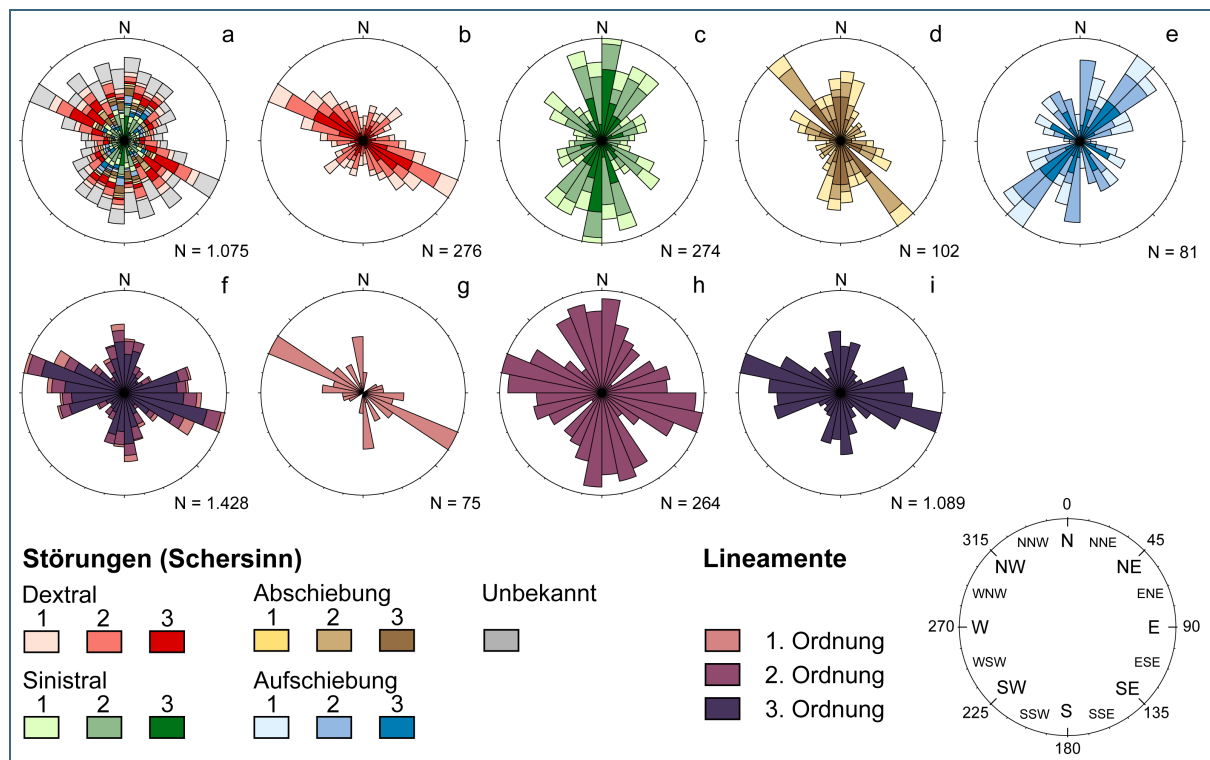


Abb. 7: Dargestellt ist die Häufigkeitsverteilung der Orientierung von gemessenen Störungen (a–e) sowie von Lineamenten (f–i) im Hinteren Bayerischen Wald in Form von Rosendiagrammen. Die Sicherheit der Bestimmung des Schersinns ist farblich abgestuft (1 – sicher, 2 – wahrscheinlich, 3 – unsicher). Neben dem Gesamtdatensatz (a) sind die Abbildungen der Störungen unterteilt nach dextraler (b), sinistraler (c), abschiebender (d) und aufschiebender (e) Kinematik. Die Lineamente sind ihrer Länge nach absteigend in 1. Ordnung (g), 2. Ordnung (h) und 3. Ordnung (i) gegliedert.

Störungsflächen mit dextralem Schersinn zeigen eine sehr ausgeprägte Vorzugsorientierung nach WNW-ESE, daneben wurde eine dextrale Bewegung untergeordnet auch auf NE-SW streichenden Strukturen festgestellt (Abb. 7b). Sinistrale Störungsflächen weisen dagegen kein eng begrenztes Maximum auf und streichen häufig in einem relativ breiten Spektrum von NNW-SSE bis NE-SW (Abb. 7c). Daneben konnte sinistrale Kinematik auch mit untergeordneter Häufigkeit auf (W)NW-SE

und ENE-WSW orientierten Flächen beobachtet werden. Abschiebungen streichen bevorzugt N(NE)-S(SW), NW-SE und WNW-ESE (Abb. 7d). Aufschiebende Störungen sind am häufigsten in Richtung NE-SW und N(NE)-S(SW) orientiert (Abb. 7e).

2.5 Lineamente und Morphologie

Bei Betrachtung des digitalen Höhenmodells in Abb. 1 und Hahn (2024) ist bereits ersichtlich, dass die linearen morphologischen Elemente wie Täler und Bergrücken (Lineamente) regional unterschiedliche Orientierungen aufweisen. Deren Lage und Ausbildung ist vor allem vom geologischen Untergrund abhängig. Insbesondere Störungen führen einerseits durch aktive tektonische Bewegungen und andererseits aufgrund ihrer erhöhten Verwitterungsanfälligkeit zur Ausbildung von Lineamenten. Daher kann eine Auswertung von morphologischen Elementen wertvolle Hinweise auf die Lage und Ausdehnung von Störungen geben.

Ähnlich wie dies bereits bei den aufgenommenen Störungen beobachtet wurde, sind auch die Lineamente, wenn man diese über den gesamten Hinteren Bayerischen Wald betrachtet, bevorzugt WNW-ESE bis E-W orientiert (Abb. 7f). Die zweite dominante Richtung ist N-S. Diese beiden Vorzugsorientierungen werden recht scharf durch die Lineamente 1. Ordnung abgebildet (Abb. 7g), während Lineamente 2. und 3. Ordnung eine größere Schwankungsbreite aufweisen (Abb. 7f, h). Die wenigsten Lineamente sind dagegen NW-SE und NE-SW orientiert.

Bei Betrachtung der regionalen Verteilung der Lineamentorientierung sind deutliche Schwankungen zu erkennen (Abb. 1 und Hahn 2024). In den Teilregionen im zentralen Hinteren Bayerischen Wald (Pfahl-RSZ, HBW West, HBW Mitte und Freyung-Grafenau) ist die Pfahl-Richtung dominant. Ansonsten sind hier vor allem N-S bis NE-SW streichende Lineamente verbreitet. Im HBW Ost ist die Vorzugsrichtung leicht rotiert nach E-W bis WSW-ESE, wobei auch hier, wie in den zuvor genannten Gebieten, das zweite untergeordnete Häufigkeitsmaximum etwa N-S orientiert ist.

In der Cham-Further Senke wie auch in der GAM erscheint die Verteilung der Lineamentorientierung etwas heterogener. So verlaufen in der Cham-Further Senke die morphologischen Elemente am häufigsten in Richtung N-S bis NNW-SSE. Es treten hier zudem zwei weitere ausgeprägte Häufigkeitsmaxima auf: eines in etwa parallel zum Verlauf des Pfahls (WNW-ESE) und ein weiteres in Richtung ENE-WSW. Letzteres entspricht ungefähr der Orientierung der Cham-Further Senke. Die morphologisch weitgehend flache GAM zeichnet sich durch fünf unterscheidbare Vorzugsorientierungen der Lineamente aus: WSW-ENE, E-W, NW-SE, NNW-SSE und NNE-SSW. Jedoch ist auch hier die Anzahl der Lineamente am niedrigsten.

Interessant ist auch eine Betrachtung der Lineamente aufgliedert nach ihrer Länge (1. Ordnung bis 3. Ordnung). In den Teilregionen HBW West, HBW Mitte, HBW Ost und Freyung-Grafenau stimmt die Verteilung der Lineament-Ordnungen weitgehend überein mit der Gesamthäufigkeit ihrer Orientierung. Dabei sind Lineamente 1. und 2. Ordnung deutlich weniger häufig als solche 3. Ordnung. In den Teilregionen Pfahl-RSZ sowie Cham-Further Senke sind dagegen Lineamente 1. und 2. Ordnung häufiger. Zudem sind vor allem morphologische Elemente 1. Ordnung am häufigsten Pfahl-parallel orientiert. In der GAM finden sich Lineamente 3. Ordnung vor allem in WSW-ENE und E-W-Richtung, während Lineamente 2. Ordnung besonders häufig in NNW-SSE- und NNE-SSW-Richtung verlaufen.

Nicht nur in der Orientierung von Lineamenten sind regional Unterschiede in der Oberflächenmorphologie auszumachen, sondern auch in Form von markanten Geländestufen und der Ausprägtheit von Taleinschnitten. So ist zum Beispiel das Relief im Bereich zwischen Bad Kötzing und Zwiesel viel deutlicher ausgeprägt als es östlich einer N-S verlaufenden Linie bei Frauenau erscheint (Abb. 1). Zudem erstrecken sich die markanten N-S bis NNW-SSE orientierten Täler südlich des Pfahls im Raum

Grafenau-Freyung nur bis zum Pfahl. Nördlich davon flachen sich die Einschnitte merklich ab und die Wasserläufe ändern ihre Richtung. Hierzu vergleichbar ist auch der Verlauf der Großen Ohe, welcher nach Norden bis zum Fortsatz der Rundinger Scherzone mehr oder weniger geradlinig N-S verläuft und ab dieser mit einem deutlichen Höhengsprung in der Steinklamm bei Spiegelau die Richtung ändert. Auch im Bereich nördlich einer Linie von Grainet-Dreisessel findet sich ein relativ flaches Hochplateau, welches an seiner südlichen Begrenzung steil abfällt. Zudem findet sich östlich von Neureichenau ein weiterer markanter Wechsel in der Ausprägtheit des Reliefs zwischen dem Bereich nördlich und südlich des Pfahls.

Bemerkenswert sind zudem im Zusammenhang mit im DGM ersichtlichen Strukturen die Gletscherkare im Gebiet um Großen Arber und Rachel (Abb. 8). Aufgrund der Erosionswirkung des Eises wurde in diesen Bereichen die Verwitterungsdecke nahezu komplett abgetragen, wobei stärker verwitterte Bereiche entlang von Trennflächen (vor allem Störungen) bevorzugt erodiert wurden. Links: Ansicht des Gebietes mit multidirektionaler Schummerung des hochaufgelösten DGM (DGM1, Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de). Rechts: Hervorgehoben sind hier die in diesem Bereich beobachteten relativ großmaßstäblichen Lineamente, was besonders gut veranschaulicht, wie dicht das Grundgebirge von Trennflächen durchsetzt ist.

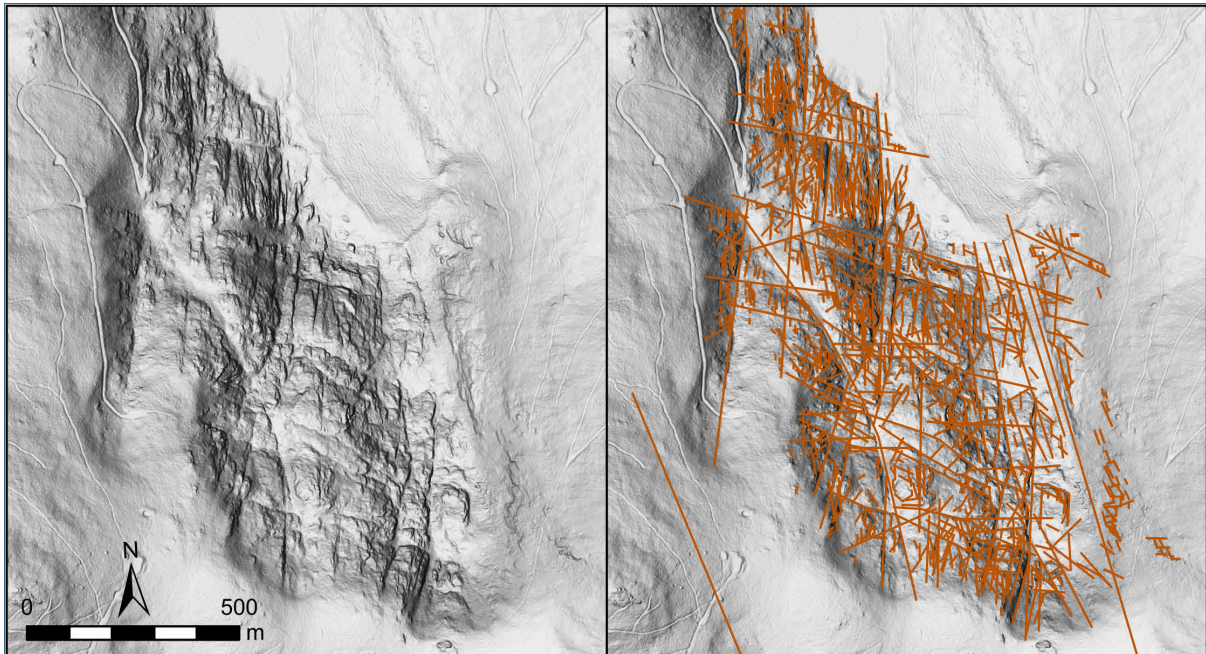


Abb. 8: Die Seewände südlich vom Kleinen Arbersee stellen ein ehemaliges Gletscherkar dar. Hier wurde durch das Eis die Verwitterungsdecke nahezu komplett abgeräumt, wobei stärker verwitterte Bereiche entlang von Trennflächen (vor allem Störungen) bevorzugt erodiert wurden. Links: Ansicht des Gebietes mit multidirektionaler Schummerung des hochaufgelösten DGM (DGM1, Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de). Rechts: Hervorgehoben sind hier die in diesem Bereich beobachteten relativ großmaßstäblichen Lineamente, was besonders gut veranschaulicht, wie dicht das Grundgebirge von Trennflächen durchsetzt ist.

2.6 Mineralisation

Bei der Aufnahme von Störungsflächen konnte häufig eine Mineralisation auf den Störungsflächen beobachtet werden (Tab. 1). Quarz ist mit Abstand das verbreitetste Mineral, gefolgt von sekundären Eisen-Mineralen, Hellglimmer und Chlorit (Abb. 9). Störungen mit Quarz-Mineralisation treten grundsätzlich mit allen Orientierungen auf, jedoch besonders häufig auf WNW-ESE bis NW-SE streichenden dextralen, sowie N-S verlaufenden sinistralen Störungen. Unterscheiden lassen sich zudem in den Druckschatten anwachsende, teilweise faserige Quarz-Aggregate sowie massive Gänge von bis zu 10 cm Mächtigkeit. Letztere wurden N-S streichend im Steinbruch Blauberg angetroffen (Abb. 6e). Drei sehr deutliche von der Kinematik abhängige Vorzugsorientierungen zeigen sich bei Störungen mit

Hellglimmer-Belag (Abb. 10). So streichen solche mit dextralem Schersinn WNW-ESE bis NW-SE, mit sinistraler Kinematik N-S und Aufschiebungen sind in NE-SW-Richtung präsent (Abb. 10). Störungsflächen mit Chlorit-Mineralisation weisen hingegen keine deutliche Vorzugsrichtung auf. Tonminerale in Form von Störungsletten oder gegebenenfalls auch umgelagerte Ton-Füllungen sind aufgrund der Erosionsanfälligkeit fast ausschließlich in den aktiven Steinbrüchen aufgetreten. Dort finden sich Ton-Letten bevorzugt in NNE-SSW und NW-SE bis WNW-ESE streichenden Störungen (Abb. 6a, c–e). Calcit wurde vor allem im Steinbruch Schlag bei Rinchnach vorgefunden, wo dieser teilweise synkinematisch gewachsene Fasern bildet (Abb. 9b). Daneben konnte noch im Steinbruch Daberg häufig Calcit beobachtet werden. Ansonsten ist Calcit nur auf drei Störungsflächen bei Bodenmais und Zwiesel aufgetreten. Die Vorzugsorientierung der Calcit führenden Störungen ist NNW-SSE. Auf den Steinbruch Zwiesel beschränkt ist das Vorkommen Graphit führender Störungen. Eine weitere seltene Bildung sind auf Störungsflächen in den Serpentin-Körpern am Hohen Bogen und östlich von Spiegelau vorkommende Serpentin-Fasern. Vereinzelt ist in Paragenese mit Quarz und Hellglimmer zudem Turmalin aufgetreten (Abb. 9c). Dessen Wachstum scheint jedoch eher postkinematischer Natur zu sein, da weder orientierte Kristallbildung noch sonstige Spuren mechanischer Beanspruchung auftreten. Vor allem im Steinbruch Blaiberg wurde zudem eine Alteration des anstehenden Granits ausgehend von N-S streichenden Störungen beobachtet. Diese geht einher mit der Kaolinisierung von Feldspäten und der Ausscheidung von sekundären Eisen-Mineralen, was zu einer braunen Färbung des Gesteins führt (Abb. 6f). Abgesehen hiervon sind Eisen(hydr)oxide weit verbreitet, jedoch vor allem auf NNE-SSW und WNW-ESE streichenden Blattverschiebungen und Abschiebungen.

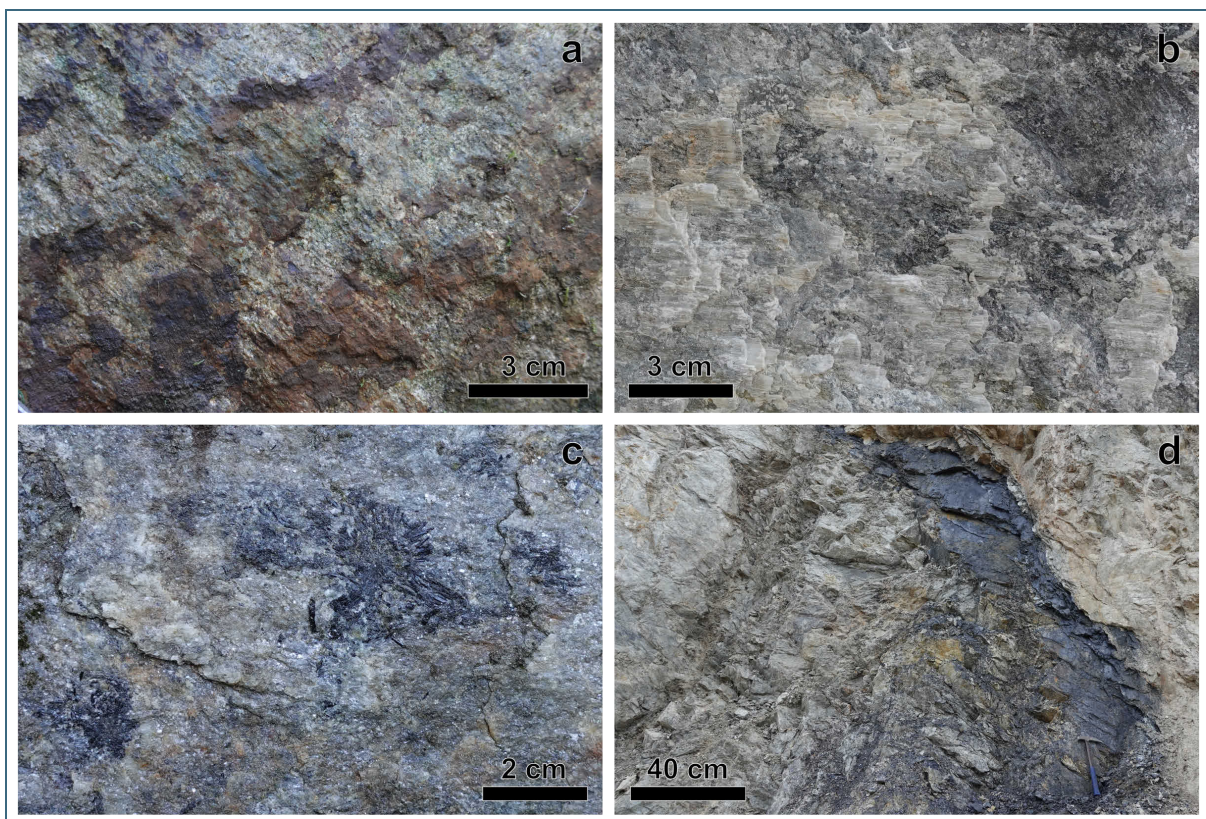


Abb. 9: Ausgewählte Fotos von mineralisierten Störungsflächen. a: Faserige Quarz-Aggregate im Druckschatten einer NW-SE streichenden Abschiebung in der Steinklamm südlich von Spiegelau. b: Faser-Calcite auf einer sinistralen NNW-SSE Störungsfläche im Steinbruch Schlag bei Rinchnach. c: Turmalin, Hellglimmer und Quarz auf einer N-S streichenden sinistralen Blattverschiebung. Aufgelassener Steinbruch nordöstlich von Annahalmühle bei Mauth. d: Nach Norden einfallende Störungzone mit Zerrüttungszone und intensiver Graphit-Mineralisation im Steinbruch Zwiesel.

Bemerkenswert ist das vollständige Ausbleiben von Fluorit-Mineralisationen bei den aufgenommenen Störungsflächen im Hinteren Bayerischen Wald, obwohl insbesondere aus der Gegend um Lam Fluorit-Gänge bekannt sind und diese auch im 20. Jahrhundert Gegenstand bergbaulicher Aktivität waren (Teipel et al. 2008).

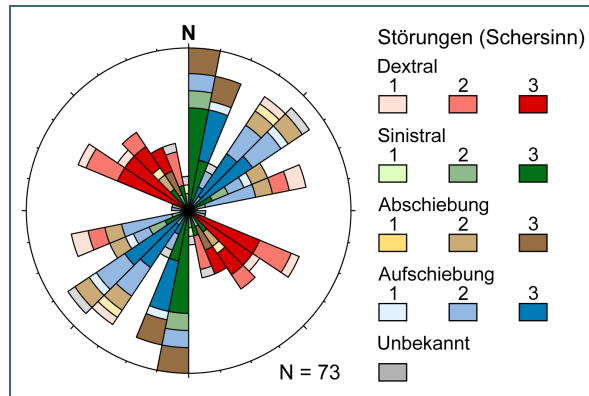


Abb. 10: Das Rosendiagramm der Hellglimmer führenden Störungen zeigt ein Flächenset mit folgendem Streichen: dextral WNW-ESE bis NW-SE, sinistral N-S und aufschiebend NE-SW.

2.7 PBT-Domänen und Spannungsfelder

Mittels der PBT-Methode konnten im Arbeitsgebiet 14 verschiedene PBT-Domänen (im Folgenden nur als „Domänen“ bezeichnet) ausgehalten werden (Abb. 11). Die Zuordnung von Störungsflächen zu bestimmten Domänen erfolgte hierbei visuell nach Darstellung der Flächen und ihrer theoretischen Hauptspannungsachsen im Schmidt'schen Netz (Kürschner & Schwenk 2024). Hierzu wurde ein interner Reibungswinkels von 30° angenommen (Sippel et al. 2009). Die Gruppierung wurde zunächst für die Steinbrüche und kleinere, vermeintlich geologisch und morphologisch zusammenhängende Gebiete durchgeführt. Um einen Vergleich für das gesamte Arbeitsgebiet zu ermöglichen, wurden anschließend gleichartige PBT-Domänen zusammengefasst, sodass über den gesamten Hinteren Bayerischen Wald und die GAM eine Gesamtzahl von 14 Domänen unterschieden werden kann.

Es wurden nur Störungen berücksichtigt, bei welchen der Schersinn zumindest mit der Sicherheit „unsicher“ bestimmt wurde. Dies war bei 733 Störungen der Fall, wovon jedoch 13 beobachtete Bewegungen zu keiner der ausgehaltenen PBT-Domänen passten. Blattverschiebungen bilden mit einer Anzahl von 498 dabei den größten Anteil der aufgenommenen Störungsflächen. Diese wurden in die Domänen 1 bis 4 unterteilt und entsprechen jeweils einem Blattverschiebungsregime mit NW-SE-, E-W-, N-S- und NE-SW-Einengung (Abb. 11a–d). Hierbei ist Domäne 1 mit 179 Störungen am häufigsten vertreten.

Neben Blattverschiebungen traten häufig transpressive Bewegungen auf, die einer Kombination aus Blattverschiebung und Aufschiebung entsprechen. Solche Bewegungen betreffen vor allem die Domänen 5 und 6, welche auf eine N-S-Einengung zurückzuführen sind. Bei Domäne 5 dominieren NW-SE streichende Aufschiebungen mit dextraler Blattverschiebungskomponente, während NE-SW streichende sinistrale Aufschiebungen bei Domäne 6 am häufigsten sind. Somit ergibt sich eine leichte Rotation der T- und B-Achsen zwischen diesen beiden Domänen (Abb. 11e, f). Zudem kann eine weitere transpressive Domäne 14 (Abb. 11n) unterschieden werden, deren größte Hauptspannung in Richtung NW-SE liegt. Für diese sind nach Norden einfallende dextrale Aufschiebungen charakteristisch.

Die im Arbeitsgebiet aufgenommenen Aufschiebungen können in drei verschiedene PBT-Domänen unterteilt werden. Die Domänen 7 und 8 entsprechen einer E-W-Einengung, wobei sie sich jedoch anhand der Orientierung der T-Achse unterscheiden (Abb. 11g, h). NE-SW bis NNE-SSW streichende Aufschiebungen unter NNW-SSE-Kompression sind in der Domäne 9 zusammengefasst worden.

Schließlich konnten noch vier verschiedene PBT-Cluster mit abschiebender Kinematik differenziert werden: Extension in E-W- (Domäne 10), NW-SE- (Domäne 11), NE-SW- (Domäne 12), und N-S-Richtung (Domäne 13) (Abb. 11j–m).

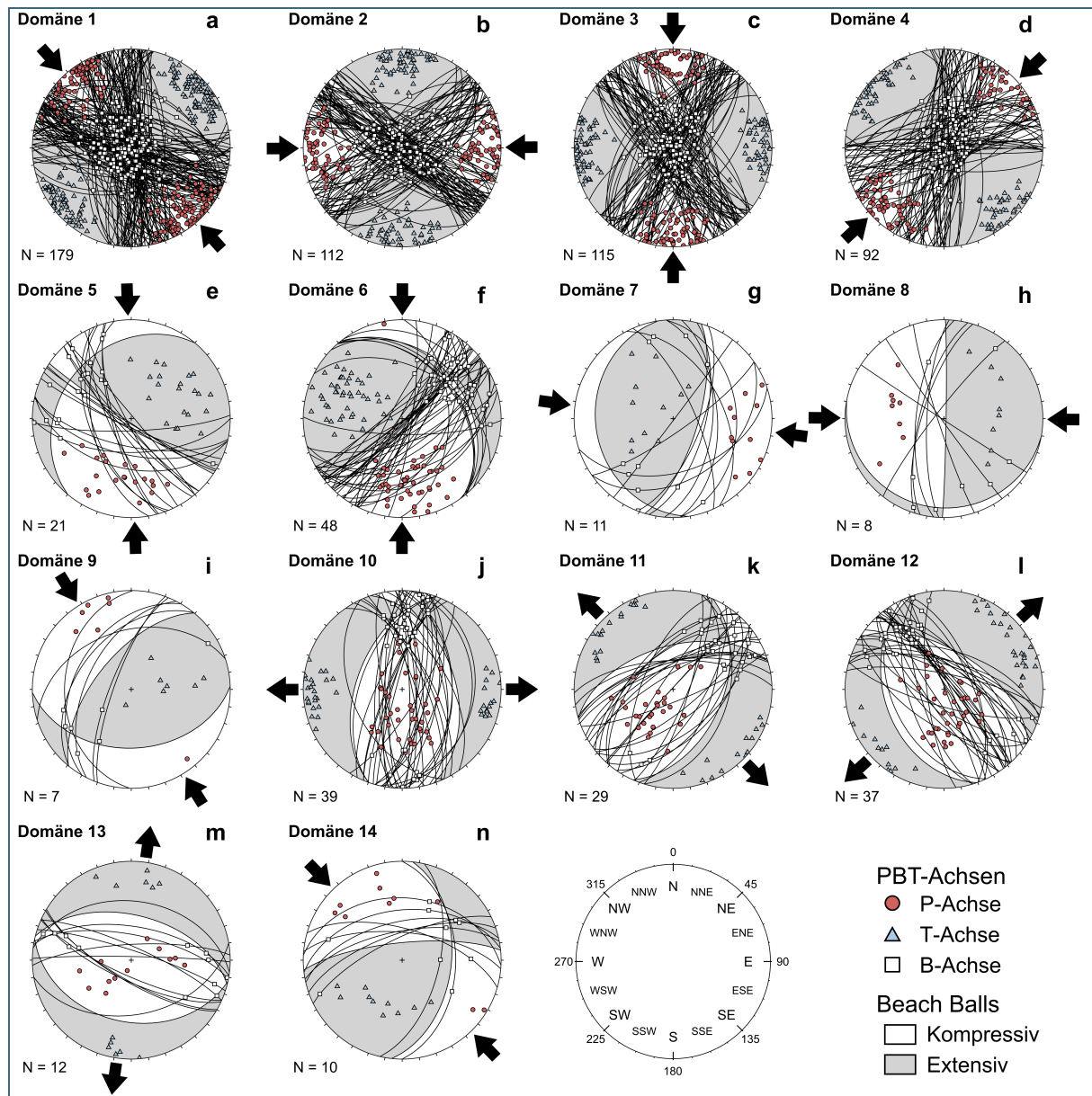


Abb. 11: Übersicht der 14 ausgehaltenen PBT-Domänen in der Großkreisdarstellung mit Lage der P-, T- und B-Achsen. Zudem wurden die kompressiven und extensiven Bereiche farblich verschieden dargestellt, was die Lage des jeweiligen Spannungsregimes verdeutlicht (sogenannte „Beach Ball“ Darstellung). Die schwarzen Pfeile markieren dabei die Orientierung der maximalen Hauptspannung und in den Domänen 10–13 mit abschiebendem Charakter die Orientierung der minimalen Hauptspannung (j–m).

Anhand der ähnlichen Orientierung der zu den PBT-Domänen zugehörigen Spannungsfelder wurden diese in 5 Gruppen unterteilt (Tab. 2). Die Domänen 1, 3, 5, 6, 9 und 14 können einem kompressiven Spannungsregime mit maximaler Hauptspannung in Richtung NW-SE bis N-S zugeordnet werden. Damit zeigen 53 % der aufgenommenen Störungen mit bekanntem Schersinn diese Einengungsrichtung (Gruppe G1).

Die Domänen 4 und 11, die unter einer NE-SW orientierten maximalen Hauptspannung entstanden, machen etwa 17 % der Gesamtanzahl aus (Gruppe G4). Einen ähnlichen Anteil von 18 % haben die

unter E-W-Kompression gebildeten Strukturen der Domänen 2, 7 und 8 (Gruppe G5). Mit einem Anteil von 5 und 7 % sind Störungsflächen deutlich seltener einer E-W- (Gruppe G2) beziehungsweise NE-SW-Extension (Gruppe G3) zuzuordnen.

Tab. 2: Übersicht über die Einteilung der PBT-Domänen in Gruppen G1–G5 anhand von ähnlich orientierten Spannungsfeldern. Angegeben ist die Art des Spannungsregimes und Orientierung der maximalen Hauptspannung (bei transpressiv oder kompressiv) bzw. minimale Hauptspannung (bei extensiv).

Gruppe	PBT-Domänen	Spannungsregime	Anteil Gesamt
G1	1, 3, 5, 6, 9, 14	transpressiv, Einengung NW-SE bis N-S	52,9 %
G2	10	abschiebend, Dehnung E-W	5,4 %
G3	12, 13	abschiebend, Dehnung NE-SW bis N-S	6,8 %
G4	4, 11	Blattverschiebung, Einengung NE-SW	16,8 %
G5	2, 7, 8	aufschiebend, Einengung E-W	18,1 %

2.7.1 Vergleich der PBT-Domänen in Abhängigkeit von der Gesteinsart

Im Hinteren Bayerischen Wald stehen vor allem Granitoide und verschiedene Metamorphite, sowie insbesondere im Bereich der GAM Meta-Basite an. Eine Gegenüberstellung der Domänen nach dem Gesteinstyp, in welchem sich die Störungen ausgebildet haben, zeigt, dass die relativen Anteile der Domänen bei Metamorphit und Granitoid nahezu identisch sind (Abb. 12) und sie damit weitgehend der Verteilung des Gesamtdatensatzes entsprechen (siehe Tab. 2).

Störungsflächen in den Meta-Basiten sind mit 44 % seltener unter einer NW-SE bis N-S orientierten maximalen Hauptspannung (G1) bewegt worden. Innerhalb dieser Gruppe verschwindet dabei der Anteil der PBT-Domäne 6 komplett, während Domäne 5 mit 12 % Anteil deutlich häufiger ist als in Granitoiden und Metamorphiten (hier nur jeweils etwa 1,5 %). Ebenso sind in den Meta-Basiten Strukturen unter NE-SW-Einengung und NW-SE-Dehnung (G4) mit einem Anteil von 8 % seltener. Dagegen treten häufiger Störungen auf, die sich bei E-W gerichteter Kompression (G5, 27 %) sowie bei NE-SW bis N-S orientierter Dehnung (G3, 14 %) bildeten.

2.7.2 Regionale Verteilung der PBT-Domänen

Grundsätzlich fallen in den unterschiedenen Teilregionen etwa 42–63 % der Störungen auf PBT-Domänen, die einem kompressiven Spannungsregime mit NW-SE bis N-S gerichteter maximaler Hauptspannung zuzuschreiben sind (G1, Abb. 12). Die Anteile der einzelnen Domänen unterscheiden sich jedoch zum Teil deutlich voneinander. Beispielsweise wurden in der Teilregion HBW West 42 % der Störungen der Domäne 1 zugeordnet, während der Anteil dieser im Raum Freyung-Grafenau nur 4 % beträgt. In den Teilregionen Pfahl-RSZ sowie HBW West wurde G1 mit jeweils über 60 % der Störungen am häufigsten beobachtet.

Abschiebende Strukturen, welche E-W-Dehnung anzeigen (G2), sind mit 1,5 % im Bereich Pfahl-RSZ am seltensten beobachtet worden und mit bis zu 9 % in der Cham-Further Senke am häufigsten. In den restlichen Teilregionen beträgt der Anteil von G2 zwischen 4 und 7 %.

Abschiebungen, die NE-SW- bis N-S-Extension anzeigen (G3) sind mit etwa 13 % in der GAM am häufigsten beobachtet worden. In den Regionen Pfahl-RSZ, Cham-Further Senke und HBW Ost sind derartige Abschiebungen mit 2,5 bis 3,5 % der aufgenommenen Störungen nur vereinzelt aufgetreten.

Unter NE-SW-Einengung (G4) sind zwischen 23 % der Störungsflächen in der Region Freyung-Grafenau und 7 % in der GAM bewegt worden. Ansonsten befindet sich der Anteil von G4 zwischen 13 und 21 %.

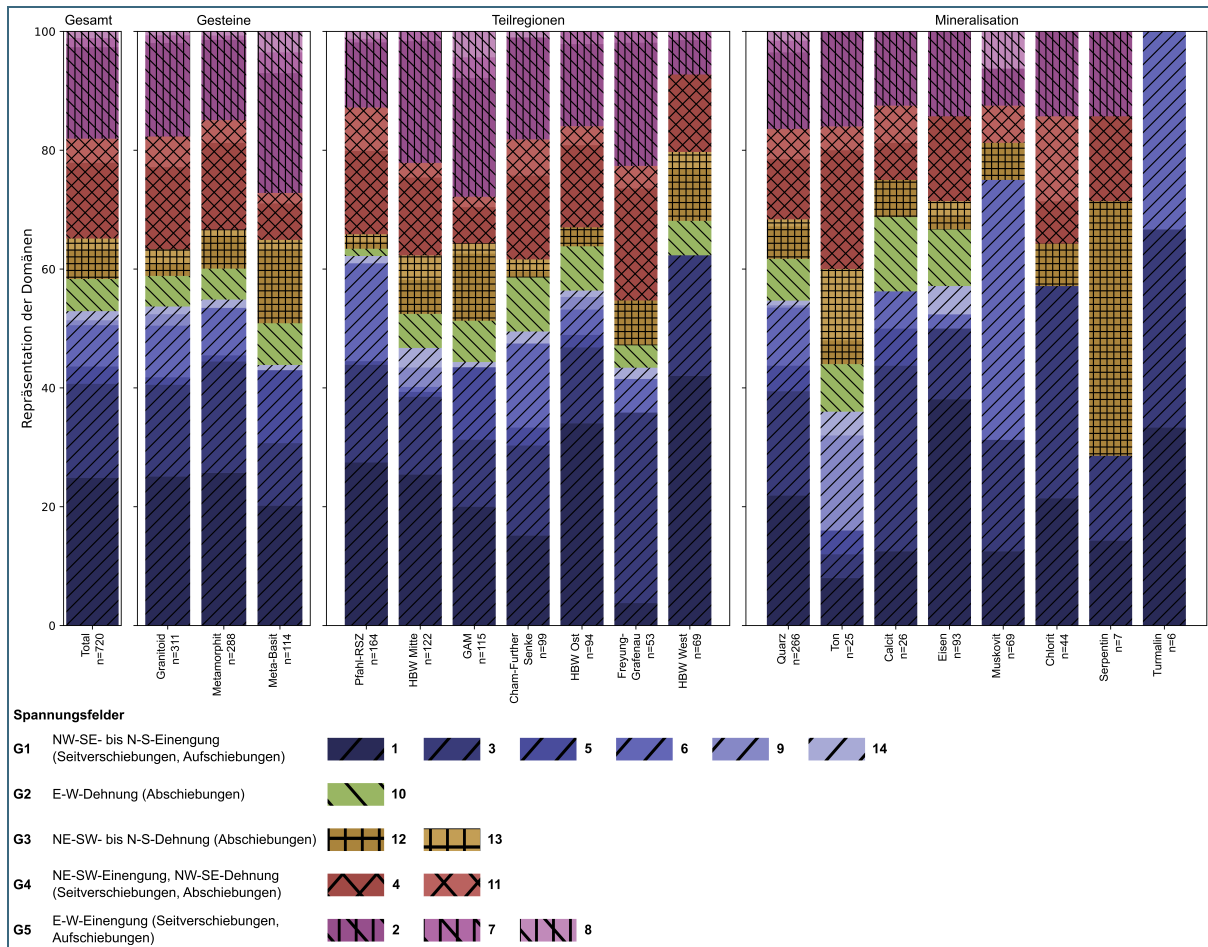


Abb. 12: Relative Häufigkeitsverteilung der PBT-Domänen gegliedert nach Lithologien, Teilregionen sowie der auf den Störungflächen beobachteten Mineralisation (siehe auch Tab. 1). Weitere Erläuterungen finden sich im Text.

Schließlich treten noch Bewegungen auf, die einer E-W-Kompression (G5) zugeschrieben werden können. Ihr Anteil beträgt zwischen 7 % im HBW West und 28 % in der GAM, wobei auch in den Teilregionen HBW Mitte und Freyung-Grafenau jeweils über 20 % der Störungen G5 zugeordnet wurden (Abb. 12).

2.7.3 Vergleich der PBT-Domänen in Abhängigkeit der Mineralisation

Eine Aufteilung der Domänen nach der auf den Störungflächen vorgefundenen Mineralisation zeichnet ein etwas heterogeneres Bild. Zwar entsprechen die relativen Häufigkeiten bei Quarz, Calcit und sekundären Eisenmineralen weitestgehend der Verteilung des Gesamtdatensatzes, jedoch weisen andere ein davon abweichendes Muster auf. So sind die Bewegungen auf Störungflächen mit Hellglimmer zu 75 % der Domänen-Gruppe 1, also einer maximalen Hauptspannung in Richtung NW-SE bis N-S zuzuordnen (Abb. 12). Innerhalb dieser Gruppe ist insbesondere die Domäne 6 mit einem Gesamtanteil von 46 % hervorzuheben. Nur untergeordnet treten bei Hellglimmer führenden Strukturen andere Spannungsregime auf. Die recht selten vorkommenden Störungflächen mit Turmalin entsprechen sogar ausschließlich der Gruppe 1, wobei hier die geringe Anzahl von nur sechs Messwerten zu beachten ist. Dazu im Gegensatz stehen die Häufigkeiten der Spannungsregime bei Störungflächen mit Ton-Mineralisation, denn bei diesen ist die NW-SE- bis N-S-Einengung (G1) mit 36 % verhältnismäßig selten beobachtet worden (Abb. 12). Demgegenüber sind relativ oft Störungen der Gruppen G3 (NE-SW- bis N-S-Extension), G4 (NE-SW-Einengung mit NW-SE-Dehnung) und G5 (E-W-Einengung) Ton führend. Jedoch ist auch hier mit insgesamt 26 Störungen die Datenlage recht dünn. Etwas mehr als die Hälfte der Störungflächen mit Chlorit-Belag zeigten Bewegungen unter NW-SE- bis N-S-

Kompression (G1), wobei diese allerdings auf die Domänen 1 und 3 beschränkt sind (Abb. 12). Zudem wurden keine N-S streichenden Abschiebungen (G2) mit Chlorit beobachtet. Somit ist der restliche Anteil der Chlorit führenden Strukturen vor allem unter den Spannungsregimen von G4 und G5, sowie untergeordnet G3 bewegt worden. Die Heterogenität der Spannungsregime bei Störungen mit Serpentin-Mineralisation lassen aufgrund der geringen Anzahl an aufgenommenen Strukturen keine belastbare Aussage zu möglichen Trends zu.

2.8 Altersbeziehungen

Anhand der an mehreren Aufschlüssen beobachteten Schnittbeziehungen von verschiedenen Linear- und Flächengenerationen konnten deren relative Altersbeziehungen zueinander ermittelt werden (siehe auch 2.2). Dies betrifft einerseits verschieden orientierte Harnische auf einer Störungsfläche, also die Reaktivierung von bereits bestehenden Strukturen, und andererseits die Schnittbeziehung zweier verschiedener Störungsflächen. Ausgehend von der Einteilung in PBT-Domänen (Abb. 11) wurden die Bewegungen auf den Störungsflächen anhand ähnlicher Spannungsfelder zu fünf Gruppen zusammengefasst (Tab. 2) und die jeweiligen beobachteten „älter-jünger“-Beziehungen in einer Matrix dargestellt (Abb. 13).

Für die ermittelte optimale Altersabfolge von alt nach jung ergibt sich die folgende Reihe: G3, G1, G2, G5, G4. Dabei wurden die Spalten und Zeilen so angeordnet, dass sich möglichst die größte Anzahl der „älter-jünger“-Beziehungen oberhalb der ausgegrauten Diagonale befindet. Für eine umfassende Beschreibung dieser Methode, siehe Angelier (1991). Auffällig ist, dass im Bereich unter der ausgegrauten Diagonale (inkompatibler Bereich) in der Spalte von G1 dennoch einige Werte auftreten, es also einige Altersbeziehungen zwischen G5 und G4 mit G1 gibt, bei welchen G1 jünger ist. Zusätzliche Faktoren wie das mögliche wiederholte Auftreten von Spannungsfeldern zu unterschiedlichen Zeitpunkten, also die Reaktivierung von bestehenden Strukturen, sind hier nicht berücksichtigt. Diese werden in Abschnitt 3.1 diskutiert.

a \ a	G3	G1	G2	G5	G4	
G3	1	3	0	2	0	
G1	1	8	2	5	8	
G2	0	0	0	1	1	25
G5	0	4	0	0	3	
G4	0	5	0	0	2	
			10			

Abb. 13:

Matrix der Altersbeziehungen zwischen den verschiedenen Spannungsfeldern (Gruppen, siehe Tab. 2). Die Zeilen entsprechen dem älteren Linear bzw. der älteren Fläche und die Spalten dem jüngeren Linear bzw. der jüngeren Fläche. Die Reihenfolge G3, G1, G2, G5, G4 zeigt die optimale einfache Altersabfolge von alt nach jung. Die Werte in der ausgegrauten Diagonale stellen Reaktivierungen unter dem gleichen Spannungsfeld dar. Mit der gegebenen optimalen Altersabfolge sind alle Werte unterhalb der Diagonale jedoch nicht kompatibel und deuten auf das wiederholte Vorhandensein des Spannungsfeldes von G1 hin.

3 Interpretation

Im Zusammenhang mit dem komplexen Störungsinventar im Hinteren Bayerischen Wald stellt sich vor allem die Frage nach seiner Entstehung und der zeitlichen Einordnung der Spannungen in der Erdkruste, die schließlich zu den im Gelände flächendeckend beobachteten Brüchen führten. Außerdem ist es von Interesse, die Lage der heute sichtbaren morphologischen Elemente mit den aufgenommenen Störungen zu vergleichen, um so Aufschluss über deren Zusammenhänge zu erhalten.

3.1 Zeitliche Einordnung tektonischer Aktivität im Hinteren Bayerischen Wald

Um eine zeitliche Einordnung der verschiedenen Spannungsfelder vornehmen zu können, bieten die in Abschnitt 2.2 dargestellten relativen Altersbeziehungen wichtige Anhaltspunkte. Jedoch kann auch

die Mineralisation Hinweise auf die Umgebungsbedingungen liefern und somit das Alter eingrenzen. Zusammen mit dem Vergleich von bekannten Literaturdaten in Mitteleuropa lässt sich zumindest eine hypothetische zeitliche Einordnung der abgeleiteten Spannungsfelder erreichen.

3.1.1 Die spätvariszische Entwicklung anhand von Hellglimmer führenden Störungen

Im Hinteren Bayerischen Wald wurde auf WNW-ESE bis NW-SE streichenden dextralen und N-S streichenden Störungsflächen häufig Hellglimmer zusammen mit Quarz beobachtet (Abb. 10). Selten tritt zudem Turmalin hinzu (Abb. 9c). Damit handelt es sich um ein wahrscheinlich konjugiertes System, das sich unter NNW-SSE gerichteter maximaler Hauptspannung bildete. Dieses wird der PBT-Domänen-Gruppe 1 zugeordnet, wobei vor allem die Domäne 6 besonders häufig ist. Die relativen Altersbeziehungen mit anderen Störungen weisen zudem solche mit Hellglimmer stets als die älteren Strukturen aus.

Da die Bildung von Hellglimmer an erhöhte Temperaturen gebunden ist (den Hartog et al. 2013), kommt für das assoziierte Spannungsfeld vor allem das spätvariszische infrage (Abb. 14, „Var“), für welches eine NNW-SSE-Einengung mit transpressivem Charakter angenommen wird (Kroner & Romer 2013). Diese Annahme wird auch dadurch gestützt, dass die Temperaturen in der Kruste im heutigen Anschnittsniveau bereits am Übergang Karbon-Perm wahrscheinlich auf 150–300 °C abkühlten und sich damit bereits zu diesem Zeitpunkt spröde Deformationsstrukturen bilden konnten (Kalt et al. 2000; Vamvaka et al. 2014).

Beobachtete abschiebende Strukturen mit Hellglimmer deuten auf Bewegungen während der Umstellung zur Extensions-Tektonik im Perm hin (Kroner & Romer 2013) oder auf eine spätere Reaktivierung. Es bietet sich eine Datierung der Hellglimmer an, um das absolute Alter des konjugierten Störungssystems und des zugrunde liegenden Spannungsfeldes unter NNW-SSE-Kompression abzuschätzen.

3.1.2 Postvariszische Entwicklung

Im Hinteren Bayerischen Wald fehlen jüngere Gesteine weitestgehend, daher konnte anhand der Lithologien, in welchen die Störungsflächen auftreten, keine weitere Eingrenzung des Alters der Spannungsfelder erfolgen, wie sich dies beispielsweise bei mesozoischen oder känozoischen Gesteinen anbietet (zum Beispiel Peterek et al. 1997). Somit wurde der Vergleich mit bekannten Spannungsfeldern aus Literaturdaten genutzt, um dennoch eine mögliche Einordnung zu erhalten. Hier stellen Stollhofen & Koehn (2020) mit ihrem unveröffentlichten Bericht eine umfassende Zusammenfassung bestehender Literatur über die chronologische Entwicklung der Paläostressfelder in Mitteleuropa und insbesondere in Bayern zur Verfügung.

Die postvariszische Extension im Permokarbon (G2) wird im Datensatz wahrscheinlich von etwa N-S streichenden Abschiebungen repräsentiert, wobei die Zuordnung von einzelnen Störungen nicht eindeutig ist, da das dazugehörige Spannungsfeld erneut im Eozän und Miozän auftritt (Abb. 14 „Ka-Per“ und „Eoz-Mioz“, Adamovič & Coubal 2009; Stollhofen & Koehn 2020).

Etwas unscharf ist die Einordnung des im Arbeitsgebiet häufig auftretenden Störungssets von WNW-ESE bis NW-SE orientierten sinistralen und ENE-WSW bis NE-SW orientierten dextralen Blattverschiebungen, sowie N-S streichenden Aufschiebungen (G5). Das dazugehörige kompressive Spannungsregime mit größter Hauptspannung in Richtung E-W wurde auch von Peterek et al. (1997) im Grundgebirge Ostbayerns als relativ häufig beschrieben und für die Entstehung einer temporären E-W-Kompression im Zeitraum Perm–Trias angenommen. Begründet wird die zeitliche Einordnung mit der Beobachtung derartiger Störungen auch im Pfahlquarz, dessen Bildung auf die Zeit um die Perm-Trias-Grenze datiert wurde (Horn et al. 1986), wonach das betreffende Spannungsfeld jünger als der Quarz sein muss. Mattern (1995) vermutet für das (permische) Rotliegend eine sinistrale Reaktivierung der Pfahl-Störung anhand von Mikro- und Makrostrukturen der Mylonite und Quarz-Gänge. Das

korrelierende Spannungsfeld sollte dementsprechend ebenfalls eine E-W-Einengung anzeigen und wäre demzufolge älter als der von Peterek et al. (1997) angenommene Zeitraum (Abb. 14 „Pe?“).

a \ j	Pe?	Ju-fKr	Krei	Eoz-Mioz	rez	
Var	5	1	8	2	8	
Ka-Per	1	0	1	0	0	
Pe?	0	0	3	0	4	41
Ju-fKr	2	1	0	0	3	
Krei	0	0	2	0	5	
			2			

Abb. 14:
Matrix-Darstellung der vermuteten Altersabfolge mit geochronologischer Zuordnung. Var: Variszische NNW-SSE-Einengung. Ka-Per: Extension im Karbon-Perm. Pe?: E-W-Kompression im Perm-Trias. Ju-fKr: NE-SW-Extension im Jura bis in die Frühe Kreide. Krei: Blattverschiebungen unter NE-SW-Einengung. Eoz-Mioz: E-W-Extension im Eozän-Miozän. rez: Rezentens Spannungsfeld mit NNW-SSE-Einengung.

Noch im späten Karbon wird für den Bereich der nördlichen Oberpfalz ebenfalls eine E-W orientierte Kompression beschrieben (Zulauf 1993), welche jedoch anhand der relativen Altersbeziehungen für die im Hinteren Bayerischen Wald beobachteten Störungen (G5, Abb. 13, Abb. 14) wenig wahrscheinlich zu sein scheint.

Im Jura und insbesondere der Frühen Kreide kommt es zu einer NE-SW-(NNE-SSW-)Extension (Köhler et al. 2022; Abb. 14 „Ju-fKr“; Peterek et al. 1997), zu welcher die im Arbeitsgebiet aufgetretenen NW-SE (WNW-ESE) streichenden Abschiebungen (Abb. 14 „Ju-fKr“, G3) zugeordnet werden. Dass dieses Spannungsfeld im regionalen Maßstab ebenfalls während anderer Zeitabschnitte vorkommt, ist nicht bekannt, allerdings könnten lokale Spannungen vor allem auch im Zuge von NW-SE-Kompression zu diesen abschiebenden Bewegungen geführt haben.

Es folgt in der Späten Kreide eine prominente Inversionsphase unter NE-SW gerichteter Kompression (Stollhofen & Koehn 2020), welche im Hinteren Bayerischen Wald in Form N-S bis NNE-SSW streichender dextraler und E-W bis ENE-WSW streichender sinistraler Störungen häufig auftritt (G4). Neben diesen wurden zusätzlich NE-SW orientierte Abschiebungen mit zu diesem Spannungsfeld gezählt, da sich geometrisch bedingt parallel zur Achse der größten Hauptspannung abschiebende Strukturen ausbilden können. Das junge Alter des Spannungsfeldes ist außerdem gut gesichert durch die beobachteten relativen Altersbeziehungen (Abb. 13, Abb. 14). Ebenso wurde dieses Spannungsfeld von Köhler et al. (2022) im mesozoischen Deckgebirge wie auch von Peterek et al. (1997) im Grundgebirge Ostbayerns beobachtet. Dass diese tektonische Phase den Westrand der Böhmisches Masse prägte, deuten auch AFT-Alter an, die für das ostbayerische Grundgebirge vorwiegend im Bereich Späte Kreide bis Paläogen liegen und damit intensive Hebungsprozesse andeuten (Bischoff 1993; Hejl et al. 1997; Vamvaka et al. 2014). Interessant ist hierbei vor allem auch, dass die AFT-Alter im Bayerischen Wald offenbar älter sind, als jene im Fichtelgebirge, im Steinwald und in der nördlichen Oberpfalz.

In Mitteleuropa kommt es anschließend im Känozoikum zu ausgeprägter Rift-Aktivität, mit welcher der Vulkanismus zum Beispiel im Egergraben, Rheingraben oder um Heldburg einhergeht (Stollhofen & Koehn 2020). Das dazugehörige Spannungsfeld mit E-W-Extension („Ka-Per“, G2) wurde bereits im Karbon-Perm beobachtet, so dass auch hier keine eindeutige Zuordnung von Störungen, die theoretisch unter diesem Spannungsregime bewegt werden (N-S streichende Abschiebungen), möglich ist. Auch die wenigen beobachteten relativen Altersbeziehungen lassen kaum Rückschlüsse über die zeitliche Einordnung der Störungen zu (Abb. 14, „Eoz-Mioz“).

Seit dem Miozän rotierte schließlich das Stressfeld nach NW-SE in Mitteldeutschland und N-S am Alpenrand, was somit in seiner Orientierung auch hier wieder dem variszischen Stressfeld („Var“, G1) entspricht (Ahlers et al. 2022). Eine Zuordnung des Alters von einzelnen Störungen gestaltet sich demnach

schwierig, wobei jedoch die Mineralisation gegebenenfalls Hinweise geben kann. Zumindest deuten die beobachteten relativen Altersbeziehungen darauf hin, dass Bewegungen unter einem NW-SE bis N-S gerichteten Spannungsfeld (G1) auch nach der NE-SW-Einengung in der Späten Kreide (Abb. 14, „Krei“) stattgefunden haben, welche demzufolge potentiell Miozän oder jünger sind (G1 = „rez“).

Mit der Möglichkeit der Reaktivierung von Störungen bzw. dem mehrfachen Auftreten von Spannungsfeldern ergibt sich somit die in Abb. 14 dargestellte Matrix der möglichen zeitlichen Einordnung (siehe auch Kürschner & Schwenk 2024). Hierbei wurde grundsätzlich eine gute Korrelation der älter-jünger-Beziehungen erreicht. Allerdings finden sich zwei Altersbeziehungen, bei denen das ältere Element dem Zeitraum Jura–Frühe Kreide (NE-SW-Extension, G3) und das jüngere Element dem Zeitraum Perm–Trias (E-W-Kompression, G2) zugeordnet wurde, was prinzipiell eine „falsche“ Zuordnung darstellt. Dieser Umstand könnte allerdings auf ein jüngeres Auftreten der E-W-Kompression (G2) deuten. So konnten Bergerat & Geyssant (1983) in Ostbayern an verschiedenen Stellen, unter anderem auch in mesozoischen Gesteinen sowie im Grundgebirge bei Cham, Störungsflächen beobachten, die auf eine E-W-Einengung hinweisen. Dies deutet darauf hin, dass zumindest temporär ein solches Spannungsregime auch im späten Mesozoikum oder im Känozoikum aktiv gewesen sein könnte. Auch haben Adamovič & Coubal (2009) im Bereich des Egergrabens anhand sinistraler NW-SE streichender Blattverschiebungen ein mittel- bis spätmiozänes Stressfeld mit ENE-WSW-Kompression abgeleitet, so dass für das jüngere Auftreten der E-W-Kompression vor allem der Zeitraum des Späten Miozäns in Frage kommt.

Insgesamt scheint die Lithologie kaum Einfluss auf die Ausbildung von Störungen zu nehmen, da in den Granitoiden und Metamorphiten eine gleichartige Häufigkeitsverteilung der PBT-Domänen beobachtet wurde (Abb. 12). Das inhomogene Gefüge der Metamorphite kontrolliert demnach unter den ermittelten Spannungsfeldern nicht oder nur in geringem Ausmaß die Orientierung von Störungen (Abb. 6h).

3.2 Störungen und Oberflächenmorphologie

Morphologisch dominieren im Hinteren Bayerischen Wald vor allem WNW-ESE sowie N-S orientierte Lineamente (Abb. 7f und Hahn 2024). Ein Vergleich mit dem Gesamtinventar beobachteter Störungen (Abb. 7a) zeigt, dass vor allem das Maximum im WNW-ESE-Streichen gut korreliert. Dies ist dahingehend interessant, weil sich unter einer NNW-SSE gerichteten maximalen Hauptspannung derartige Störungen bevorzugt ausbilden würden. Dabei ist dieses Spannungsregime sehr gut bekannt – es trat spätvariszisch im späten Karbon auf und bewirkte wahrscheinlich die Anlage der ältesten Störungen im Hinteren Bayerischen Wald (G1). Auch heute liegt das Spannungsfeld in der Erdkruste nördlich der Alpen in dieser Orientierung vor (Ahlers et al. 2022). Dies eröffnet vor allem zwei mögliche Einflussfaktoren auf die Oberflächenmorphologie: Einerseits bildet sich das Relief aufgrund der erhöhten Verwitterungsanfälligkeit bevorzugt entlang bereits bestehender älterer Strukturen. Andererseits könnte auch die tektonische Reaktivierung und/oder Neuanlage von Störungen unter dem seit dem Miozän aktiven rezenten Spannungsfeld eine wichtige Rolle spielen. Für Letzteres geben einzelne aktuell auftretende und historische Erdbeben im Gebiet des Bayerischen Waldes Hinweise (Wassermann & Megies 2024). Darüber hinaus befindet sich die seismisch aktive Mariánské Lázně Störung nur etwa 100 km nördlich des Hinteren Bayerischen Waldes, von welcher im Holozän zwei Erdbeben mit Magnituden (MW) größer als 6 berichtet worden (Štěpančíková et al. 2019).

Tektonische Strukturen sind in höherem Maße verwitterungsanfällig als ungestörtes Gestein, daher bilden sich die Verläufe von Tälern oder Geländekanten bevorzugt entlang von Störungen, weshalb auch die Analyse der Lineamente eine wichtige Rolle spielt (Ahmadi & Pekkan 2021). Dies bedeutet jedoch gleichzeitig, dass größere, die Morphologie prägende Störungszonen in den Talsohlen liegen, welche nur in Ausnahmefällen aufgeschlossen sind. So konnte im Steinbruch Blauberg eine Störungszone festgestellt werden, welche sich im DGM auf etwa 1,3 km in Form einer morphologischen

Depression nachverfolgen lässt. Der Verlauf dieser Störung über den Steinbruch hinaus wurde zudem mithilfe geophysikalischer Messungen bestätigt (de Wall & Stollhofen 2019).

Meist sind jedoch derartige Störungen unter jungen sedimentären Talfüllungen, Infrastruktur oder Vegetation verborgen. Aufschlüsse finden sich oftmals nur in den stabileren Gesteinsbereichen an Tal- oder Bergflanken. Ein gutes Beispiel liefert hierfür das Tal des Kleinen Regen nordöstlich von Frauenau. Hier wurde beim Bau der Trinkwassertalsperre Frauenau parallel zum WNW-ESE streichenden Talverlauf in der Talmitte eine bis zu mehrere Meter breite Störungszone angetroffen (Streit & Weinelt 1981; Wohnlich & Schade 1979). Dieses Phänomen könnte eine mögliche Ursache dafür sein, dass zum Beispiel kaum E-W streichende Störungen aufgenommen wurden, während es jedoch zahlreiche Lineamente in dieser Richtung gibt (Abb. 7 und Hahn 2024).

3.3 Junge Hebungen im östlichen Hinteren Bayerischen Wald?

Innerhalb des Hinteren Bayerischen Waldes existieren Unterschiede in der Oberflächenmorphologie, die anhand von hochaufgelösten DGMs und der Analyse von Lineamenten gut ersichtlich sind (Abb. 1 und Hahn 2024). Vor allem im südöstlichen Bereich des Arbeitsgebietes, nördlich der Fortsetzung der Rundinger Scherzone und im äußersten Osten nördlich des Pfahls, deutet sich aufgrund des eher flachen Reliefs bei gleichzeitig relativ großer Höhenlage (Hochplateau) eine junge Hebung an. Dabei wurden wahrscheinlich die Bereiche nördlich vom Pfahl und der Fortsetzung der Rundinger Scherzone angehoben, wie auch markante Sprünge in der Geländemorphologie andeuten.

Dass relativ junge Hebungen seit der Späten Kreide vorwiegend im Südosten des Hinteren Bayerischen Waldes stattgefunden haben, zeigen auch AFT-Untersuchungen (Vamvaka et al. 2014). Denen zufolge liegt zwischen Proben aus der Gegend um Hauzenberg (südlich des Pfahls) und um Altreichenau (nördlich des Pfahls) ein Höhenunterschied von 600 m, bei etwa gleichen AFT-Altern von 103 und 104 Ma. Ähnliches ist auch bei Proben aus Lalling (südlich des Pfahls) und Spiegelau (nördlich des Pfahls) zu beobachten, deren AFT-Alter 86 bzw. 87 Ma ergeben, die Höhendifferenz zwischen den Probenlokationen beträgt hier mehr als 300 m. Es sollte hierbei jedoch beachtet werden, dass diese topographischen Differenzen nicht gleichzusetzen sind mit den tatsächlichen Hebungsbeträgen, da hierbei noch weitere Einflussfaktoren eine Rolle spielen. Zwar stimmt die Orientierung von Lineamenten und den im Gelände beobachteten Störungen gerade im östlichen Bereich des Hinteren Bayerischen Waldes nicht vollständig überein, jedoch könnte dies auch ein Hinweis darauf sein, dass die aufgeschlossenen Störungen morphologisch nicht wirksam sind und stattdessen jung aktive Störungen in den nicht aufgeschlossenen Tälern liegen. Außerdem können auch im Bereich der Rundinger Scherzone junge Hebungen vermutet werden. So finden sich in den Talbereichen zwischen Bad Kötzing und Arnbruck verbreitet tertiäre Zersatzzonen, während diese im nördlich angrenzenden herausgehobenen Höhenzug Kaitersberg-Arber erodiert wurden.

4 Zusammenfassung

Ausgehend von den durchgeführten umfassenden Geländebeobachtungen zeigt sich das Störungsinventar des Hinteren Bayerischen Waldes als sehr vielseitig und komplex. Störungen konnten flächendeckend in allen anstehenden Lithologien nachgewiesen werden. Aufgrund der Aufschlussituation wurden größere Störungen mit Zerrüttungszonen nur in den aktiven Steinbrüchen Blauberg, Daberg, Zwiesel und Schlag bei Rinchnach nachgewiesen. Für die Entstehung der Störungen konnte eine Altersabfolge ermittelt werden, welche mehrfache Wechsel des Spannungsfeldes in der Erdkruste anzeigt, wobei der Großteil der aufgenommenen Störungen drei verschiedenen Spannungsfeldern zugeordnet werden kann: Die ältesten im Arbeitsgebiet nachgewiesenen spröden Bewegungen fanden wahrscheinlich unter spätvariszischer NNW-SSE-Einengung statt, welche vor allem durch Hellglimmer

führende Störungen gekennzeichnet sind. Daneben finden sich häufig Störungen, die auf eine E-W gerichtete Einengung hindeuten. Bisherige Untersuchungen ordnen dieses Spannungsregime dem Perm und hier insbesondere dem Rotliegend zu, wobei auch ein erneutes Auftreten im Miozän wahrscheinlich erscheint. Schließlich lassen sich eine Vielzahl von Störungen einer NE-SW-Einengung zuordnen, die in Mitteleuropa charakteristisch für den Zeitraum Späte Kreide bis Paläogen ist. Insgesamt spielt die Reaktivierung bereits bestehender Störungen unter geänderten oder wiederkehrenden Hauptspannungsrichtungen eine wichtige Rolle. So ist beispielsweise seit dem Miozän aufgrund der anhaltenden Konvergenz Europas und Afrikas im Gebiet Bayerns eine NW-SE bis N-S orientierte maximale Hauptspannung vorzufinden, welche identisch mit dem spätvariszischen Spannungsfeld ist. Aufgrund dessen können derzeit bereits bestehende Strukturen vereinfacht reaktiviert werden. Hinweise auf damit im Zusammenhang stehende tektonische Bewegungen liefert vor allem die junge Blocktektonik im Bereich des Bayerischen Waldes, die zur Ausbildung des heutigen Reliefs führte. Häufig wurde zudem eine Übereinstimmung von Lineamenten und Störungsorientierung vorgefunden, was auf eine Kopplung von Morphologie und Tektonik hindeutet. Es ist jedoch insbesondere entlang von Tälern und anderen Lineamenten von verdeckten Störungszonen auszugehen, die mittels der durchgeführten Feldaufnahme nicht erfasst werden können. Für eine belastbare zeitliche Einordnung der Störungen könnten weitere detaillierte Datierungen die notwendigen Hinweise liefern.

Literaturverzeichnis

- Adamovič, J. & Coubal, M. (2009): Time succession of Cenozoic stress fields in the northern part of the Bohemian Massif. In: Röhling, H.-G.; Linnemann, U. & Lange, J.-M. [Hrsg.]: GeoDresden 2009 - Geologie der Böhmisches Masse. Regionale und angewandte Geowissenschaften in Mitteleuropa. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 63: 269, Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, GeoDresden.
- Ahlers, S.; Röckel, L.; Hergert, T.; Reiter, K.; Heidbach, O.; Henk, A.; Müller, B.; Morawietz, S.; Scheck-Wenderoth, M. & Anikiev, D. (2022): The crustal stress field of Germany: a refined prediction. – *Geothermal Energy*, 10: 1–32.
- Ahmadi, H. & Pekkan, E. (2021): Fault-Based Geological Lineaments Extraction Using Remote Sensing and GIS—A Review. – *Geosciences*, 11 (5): 183.
- Angelier, J. (1991): Analyse chronologique matricielle et succession régionale des événements tectoniques. – *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série II, Mécanique, physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 312: 1633–1638.
- Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de: Digitales Geländemodell 1 m (DGM 1), Lizenz: CC BY 4.0 (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).
- Bergerat, F. & Geysant, J. (1983): Fracturation tertiaire et évolution des contraintes en Bavière orientale: le Jura franconien et la forêt bavaroise (R.F.A.). – *Geologische Rundschau*, 72 (3): 935–953.
- Bischoff, R. (1993): Morphotektonische Entwicklung des Steinwaldgebietes (NE-Bayern) – Ergebnisse von Apatit-Spaltspurenanalysen. – *Geologica Bavarica*, 98: 97–117, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Blümel, P. & Schreyer, W. (1976): Progressive regional low-pressure metamorphism in Moldanubian metapelites of the Northern Bavarian Forest, Germany. – *Krystallinikum*, 12: 7–30.

- Bues, C.; Dörr, W.; Fiala, J.; Vejnar, Z. & Zulauf, G. (2002): Emplacement depths and radiometric ages of Paleozoic plutons of the Neukirchen–Kdyně massif: differential uplift and exhumation of Cadomian basement due to Carboniferous orogenic collapse (Bohemian Massif). – *Tectonophysics*, 352 (1-2): 225–243.
- Bues, C. & Zulauf, G. (2000): Microstructural evolution and geologic significance of garnet pyroclases in the Hoher-Bogen shear zone (Bohemian Massif, Germany). – *International Journal of Earth Sciences*, 88 (4): 803–813.
- den Hartog, S. A. M.; Niemeijer, A. R. & Spiers, C. J. (2013): Friction on subduction megathrust faults: Beyond the illite–muscovite transition. – *Earth and Planetary Science Letters*, 373: 8–19.
- Dörr, W.; Fiala, J.; Vejnar, Z. & Zulauf, G. (1998): U–Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). – *Geologische Rundschau*, 87 (1): 135–149.
- Dörr, W. & Zulauf, G. (2010): Elevator tectonics and orogenic collapse of a Tibetan-style plateau in the European Variscides: the role of the Bohemian shear zone. – *International Journal of Earth Sciences*, 99 (2): 299–325.
- Dörr, W.; Zulauf, G.; Fiala, J.; Franke, W. & Vejnar, Z. (2002): Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá–Barrandian unit—a correlation of U–Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). – *Tectonophysics*, 352 (1-2): 65–85.
- Eberts, A. (2022): Structural inventory and tectonic activity of the western Bohemian Massif and the adjacent Franconian Basin: new insights from lineament analysis and tectonic geomorphology. – Dissertation: 196 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.
- Franke, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W.; Haak, V.; Oncken, O. & Tanner, D. [Hrsg.]: *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. – Geological Society Special Publication, 179, 179: 35–61, The Geological Society of London.
- Gerdes, A.; Wörner, G. & Henk, A. (2000): Post-collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. – *Journal of the Geological Society, London*, 157 (3): 577–587.
- GLA – Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*. 4. Auflage: 329 S., München.
- Hahn, T. (2024): Lineamentanalyse im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 113–126, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Hauner, U.; Lehrberger, G. & Brugger, M. (2019): *Der Naturraum Bayerischer Wald – Šumava in den Eiszeiten*. – Wissenschaftliche Reihe, 20: 132 S., Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald, Grafenau.
- Hejl, E.; Coyle, D.; Lal, N.; Van den Haute, P. & Wagner, G. A. (1997): Fission-track dating of the western border of the Bohemian massif: thermochronology and tectonic implications. – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 210–219.

- Horn, P.; Köhler, H. & Müller-Sohnius, D. (1986): Rb–Sr-Isotopengeochemie hydrothermaler Quarze des Bayerischen Pfahles und eines Flusspat–Schwerspat-Ganges von Nabburg–Wölsendorf/Bundesrepublik Deutschland. – *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 58 (3): 259–272.
- Kalt, A.; Berger, A. & Blümel, P. (1999): Metamorphic Evolution of Cordierite-Bearing Migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). – *Journal of Petrology*, 40 (4): 601–627.
- Kalt, A.; Corfu, F. & Wijbrans, J. R. (2000): Time calibration of a P–T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138 (2): 143–163.
- Klein, T.; Kiehm, S.; Siebel, W.; Shang, C. K.; Rohrmüller, J.; Dörr, W. & Zulauf, G. (2008): Age and emplacement of late-Variscan granites of the western Bohemian Massif with main focus on the Hauzenberg granitoids (European Variscides, Germany). – *Lithos*, 102 (3-4): 478–507.
- Köhler, S.; Duschl, F.; Fazlikhani, H.; Koehn, D.; Stephan, T. & Stollhofen, H. (2022): Reconstruction of cyclic Mesozoic–Cenozoic stress development in SE Germany using fault-slip and stylolite inversion. – *Geological Magazine*, 159 (11-12): 2323–2345.
- Kroner, U.; Mansy, J.-L.; Mazur, S.; Aleksandrowski, P.; Hann, H. P.; Huckriede, H.; Lacquement, F.; Lamarche, J.; Ledru, P.; Pharaoh, T. C.; Zedler, H.; Zeh, A. & Zulauf, G. (2008): Variscan Tectonics. In: McCann, T. [Hrsg.]: *The Geology of Central Europe. Volume 1: Precambrian and Palaeozoic*: 599–664, The Geological Society of London.
- Kroner, U. & Romer, R. L. (2013): Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – *Gondwana Research*, 24 (1): 298–329.
- Kürschner, T. & Schwenk, M. A. (2024): Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 127–143, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Mattern, F. (1995): Late Carboniferous to early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in eastern Bavaria. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Jg. 1993 Heft 9/10*: 1471–1490.
- Meyer, R. K. F. (1989): Die Entwicklung der Pfahl-Störungszone und des Bodenwöhrer Halbgrabens auf Blatt Wackersdorf. – *Erlanger geologische Abhandlungen*, 117: 1–24.
- Peterek, A.; Rauche, H.; Schröder, B.; Franzke, H.-J.; Bankwitz, P. & Bankwitz, E. (1997): The late- and post-Variscan tectonic evolution of the Western Border fault zone of the Bohemian massif (WBZ). – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 191–202.
- Schröder, B. (1987): Inversion tectonics along the Western margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 137 (1-4): 93–100.
- Schwenk, M. A. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im östlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, 130: 164–189, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Siebel, W.; Blaha, U.; Chen, F. & Rohrmüller, J. (2005): Geochronology and geochemistry of a dyke–host rock association and implications for the formation of the Bavarian Pfahl shear zone, Bohemian Massif. – *International Journal of Earth Sciences*, 94 (1): 8–23.

- Siebel, W.; Shang, C. K.; Reitter, E.; Rohrmüller, J. & Breiter, K. (2008): Two Distinctive Granite Suites in the SW Bohemian Massif and their Record of Emplacement: Constraints from Geochemistry and Zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Chronology. – *Journal of Petrology*, 49 (10): 1853–1872.
- Sippel, J.; Scheck-Wenderoth, M.; Reicherter, K. & Mazur, S. (2009): Paleostress states at the southwestern margin of the Central European Basin System — Application of fault-slip analysis to unravel a polyphase deformation pattern. – *Tectonophysics*, 470 (1-2): 129–146.
- Štěpančíková, P.; Fischer, T.; Stemberk jr., J.; Nováková, L.; Hartvich, F. & Figueiredo, P. M. (2019): Active tectonics in the Cheb Basin: youngest documented Holocene surface faulting in Central Europe? – *Geomorphology*, 327: 472–488.
- Stollhofen, H. & Koehn, D. [Hrsg.] (2020): Integrierte geophysikalisch-strukturgeologischkinematische Analyse des Störungsinventars in Nordbayern - Abschlussbericht, November 2020: 107 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.
- Streit, R. & Weinelt, W. (1981): Geologische Verhältnisse im Untergrund der Trinkwassertalsperre Frauenau im Bayerischen Wald. – *Sonderveröffentlichungen des Geologischen Instituts der Universität zu Köln*, 41: 249–267.
- Teipel, U.; Galadí-Enríquez, E.; Glaser, S.; Kroemer, E. & Rohrmüller, J. (2008): Erdgeschichte des Bayerischen Waldes - Geologischer Bau, Gesteine, Sehenswürdigkeiten - Geologische Karte des Bayerischen Waldes 1:150 000, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Vamvaka, A.; Siebel, W.; Chen, F. & Rohrmüller, J. (2014): Apatite fission-track dating and low-temperature history of the Bavarian Forest (southern Bohemian Massif). – *International Journal of Earth Sciences*, 103 (1): 103–119.
- de Wall, H. & Stollhofen, H. [Hrsg.] (2019): Projekt: Lithologische und strukturelle Untersuchungen im ostbayerischen Grundgebirge - Abschlussbericht, März 2019: 167 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.
- Wassermann, J. & Megies, T. (2024): Rezente seismische Aktivität im ostbayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 258–261, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Wohnlich, M. & Schade, D. (1979): Ermittlung und Interpretation gebirgsmechanischer Kennwerte aus einem Radialpreßversuch. – *Rock Mechanics*, 11 (4): 191–216.
- Zulauf, G. (1993): Brittle deformation events at the western border of the Bohemian Massif (Germany). – *Geologische Rundschau*, 82 (3): 489–504.
- Zulauf, G.; Schitter, F.; Riegler, G.; Finger, F.; Fiala, J. & Vejnar, Z. (1999): Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 150 (4): 627–639.

Bildrechte

LfU: Abb. 1, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5, Abb. 6, Abb. 7, Abb. 8, Abb. 9, Abb. 10, Abb. 11, Abb. 12, Abb. 13, Abb. 14

Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Fichtelgebirge

Tobias Eberlei

1.1	Naturräumliche Übersicht	217
1.2	Geologische Übersicht	218
1.2.1	Variszische Orogenese	219
1.2.2	Spätvariszische Granitoide	219
1.2.3	Postgranitoide Gangintrusionen und Quarz-Gänge	219
1.2.4	Postvariszische Hebung	221
1.2.5	Entwicklung postgranitoider Stressfelder	221
2	Ergebnisse	222
2.1	Lineamente und Morphologie	222
2.2	Tertiärbecken	224
2.3	Störungen	226
2.3.1	Störungsinventar	227
2.3.2	Teilgebiete	228
3	Diskussion	231
3.1	Zeitliche Stellung der Stressfelder	231
3.2	Beziehung zwischen Lineamenten und Störungen	233
3.3	Neogene Landschaftsentwicklung der Umgebung von Niederlamitz	233
3.4	Heraushebung des Steinwaldes	235
3.5	Reaktivierbarkeit von Störungen	235
4	Zusammenfassung	235

1 Einführung

1.1 Naturräumliche Übersicht

Das Arbeitsgebiet im Nordosten Bayerns umfasst im Wesentlichen die Mittelgebirgszüge des Fichtelgebirges und des Steinwaldes, welche nach Westen und Südwesten durch den Frankenwald und das Obermainische Bruchschollenland sowie nach Süden durch den Oberpfälzer Wald begrenzt werden. Prominente Höhenzüge bilden die Gipfel des Großen Kornberges, des Waldstein-Massives, des Ochsenkopfes, des Schneeberges und die Doppelgipfel der Kösseine, welche wie ein nach Osten

geöffnetes Hufeisen die Selb-Wunsiedel-Hochfläche umschließen. Die östliche Begrenzung wird durch die Staatsgrenze zur Tschechischen Republik definiert (Abb. 1).

Das Fichtelgebirge entwässert über vier Flüsse, welche alle in unterschiedliche Himmelsrichtungen abfließen (Abb. 1). Die Sächsische Saale mit dem Nebenfluss Lamitz fließt nach Norden, die Eger mit ihren Nebenflüssen Röslau und Kössein nach Osten, die zwei Quellflüsse der Naab nach Süden und der Weiße Main mit dessen Nebenfluss Ölschnitz nach Westen. In seiner Funktion als Teil der europäischen Wasserscheide teilt das Fichtelgebirge somit die in die Nordsee entwässernden Flüsse Saale, Eger und Main von den Gewässern der Naab, welche über die Donau in das Schwarze Meer münden.

In der jüngeren Vergangenheit wurden im Rahmen der Voruntersuchungen und nachfolgenden Auswertungen zum Kontinentalen Tiefbohrprogramm (KTB) bei Windischeschenbach bereits eine Reihe von Arbeiten zur jüngeren geologischen und geomorphologischen Entwicklungsgeschichte des Fichtelgebirges veröffentlicht (Bischoff 1993; Hejl et al. 1997; Louis 1984; Peterek & Schröder 1997; Wagner et al. 1997). Dabei stand der Steinwald-Höhenzug aufgrund seiner engen räumlichen Beziehung zum tertiären Egerrift in einem besonderen Fokus. Bereits Bischoff (1993) zeigt in diesem Zusammenhang den starken tektonischen Einfluss bei der Heraushebung des Steinwald-Massives im Känozoikum, ohne dabei weiter auf die beteiligten Stressfelder einzugehen.

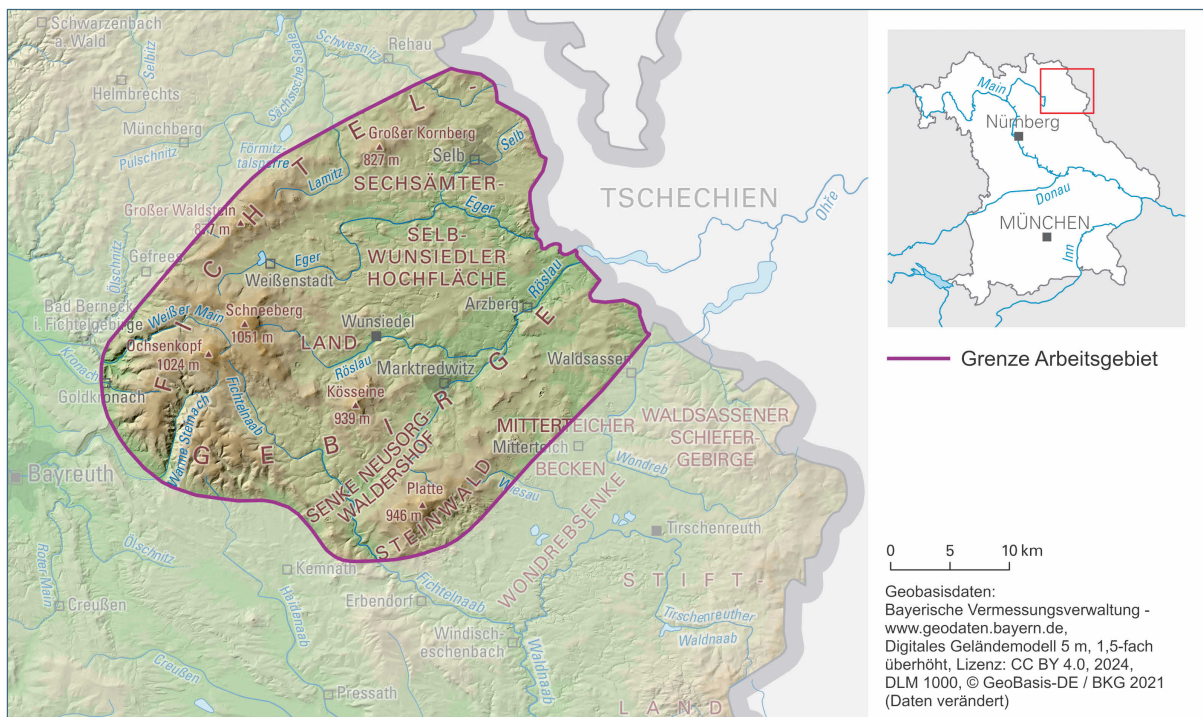


Abb. 1: Übersicht des Arbeitsgebietes im Fichtelgebirge im Nordosten Bayerns an der Staatsgrenze zur Tschechischen Republik.

1.2 Geologische Übersicht

Geologisch kann das Untersuchungsgebiet im Osten durch das in der Tschechischen Republik gelegene Cheb-Becken abgegrenzt werden. Im Nordwesten folgt die allochthone Münchberger Masse und im Westen schließt sich das Störungssystem der Fränkischen Linie im Übergang zum mesozoischen Deckgebirge an. Nach Süden wird das Arbeitsgebiet durch die Erbandorf-Linie am Übergang zum Moldanubikum mit Gesteinen der Wetzldorf-Abfolge begrenzt. Das Fichtelgebirge stellt einen Teil der Fichtelgebirge-Erzgebirge-Antiform dar. Deren Kern besteht aus metamorphen Einheiten in welche im Späten Karbon und Frühen Perm Granitoide intrudiert sind. Die Region wird innerhalb der

mitteleuropäischen Varisziden zum Saxothuringikum gerechnet (Kossmat 1927). Die Anlage des Egerriffs im Känozoikum beeinflusste auch den Bereich des Fichtelgebirges in Form von sedimentären Ablagerungen und ausgeprägtem Vulkanismus, sowie Tektonik. Die zeitliche Beziehung zwischen Sedimentation und Vulkanismus ist allerdings vielfältig, da Vulkanite einerseits von Sedimenten überlagert werden, diese aber andererseits auch intrusiv durchschlagen. Hauptverbreitungsgebiete der tertiären Sedimente im bayerischen Teil des Egerriffs sind die Senke von Neusorg-Waldershof und das Mitterteicher Becken. Basalte kommen häufig entlang des dazwischen liegenden und nach (Nord)Nordosten verkippten Blocks des Steinwaldes vor (Bischoff 1993).

1.2.1 Variszische Orogenese

Die variszische Gebirgsbildung ist das Resultat der Schließung des Rheischen Ozeans im Zuge der Kollision von Gondwana mit Laurussia im Paläozoikum (Kroner & Romer 2013). Im Bereich des Fichtelgebirges wurden die ursprünglich auf dem proximalen Kontinentalschelf von Gondwana abgelagerten Sedimente und Vulkanite der Thüringischen Fazies dabei niedrig- bis mittelgradig metamorph überprägt. Diese Metamorphose erreichte im Fichtelgebirge Temperaturen von bis zu 500 °C bei Drücken von etwa 4 kbar (Mielke & Schreyer 1972). Einzig in räumlicher Annäherung zu den im Späten Karbon und Frühen Perm entstandenen Plutoniten lässt sich lokal eine temperaturbedingte Zunahme des Metamorphosegrades durch die kontaktmetamorphen Mineralneubildungen Andalusit und Cordierit feststellen (Mielke & Stettner 1984; Stettner 1964). Rahimi & Massonne (2018) haben allerdings anhand der gefundenen Gleichgewichtsmineralparagenese einer granatführenden Glimmerschieferprobe aus dem Fichtelgebirge Drücke von ungefähr 10 kbar bei Temperaturen von über 500 °C abgeleitet. Für diese druckbetonte Metamorphose im Bereich der oberen Grünschieferfazies geben diese Autoren ein mittel- bis spätdevonisches Monazit-Alter von knapp 385 Millionen Jahre (Ma) an, während die nachfolgende Exhumierung der Gesteine bis knapp 15 km Krustentiefe bei etwa 362 Ma im späten Devon bereits abgeschlossen war. Ein nachfolgendes Monazit-Alter von 325 Ma steht laut Rahimi & Massonne (2018) wahrscheinlich in Zusammenhang mit der durch die Plutonite ausgelösten Kontaktmetamorphose.

1.2.2 Spätvariszische Granitoide

Die Granitoide des Fichtelgebirges sind mit Bezug auf die variszische Orogenese spät- bis postdeformativ intrudiert. Sie wurden von Richter & Stettner (1979) in mehrere Altersgruppen eingeteilt. Zum sogenannten „older intrusive complex“ (OIC) gehört demnach der als G1 bezeichnete Granit im zentralen Fichtelgebirge. Im Gegensatz dazu steht der „younger intrusive complex“ (YIC), welcher die als G2 bis G4 bezeichneten Granite des Kornberges, des Waldstein-Massives, des Ochsenkopfes und Schneeberges, sowie der Kösseine beinhaltet. Die heute verwendeten Bezeichnungen für die Granite sind in der Legende der Abb. 2 aufgeführt. Für den OIC wurde mittels unterschiedlicher geochronologischer Methoden ein Alter von etwa 325 Ma ermittelt (z. B. Förster et al. 2008; Hecht et al. 1997). Während Hecht et al. (1997) danach für den YIC eine mehrphasige Bildung mit Altern von etwa 305 Ma und 290 bis 285 Ma angeben, wurde diese Altersspannbreite von Förster et al. (2008) in Frage gestellt und ein Gesamt-YIC-Alter von etwa 295 Ma angegeben. Die Intrusionstiefe der älteren G1 Granite wird mit größer 5 km angegeben (Richter & Stettner 1979). Die jüngeren Granite sind höchstwahrscheinlich in deutlich flacheres Krustenniveau von weniger als 3 km intrudiert (Richter & Stettner 1979).

1.2.3 Postgranitoide Gangintrusionen und Quarz-Gänge

Vorwiegend innerhalb der Granitoide finden sich im gesamten Fichtelgebirge Gangintrusionen mit unterschiedlichen Lithologien und variablen Streichrichtungen (Abb. 2a). Dabei dominieren Rhyodacit-Gänge, welche innerhalb einer etwa drei Kilometer breiten Zone zwischen Marktredwitz im Süden und Selb-Schönwald im Norden liegen (Mielke & Stettner 1984).

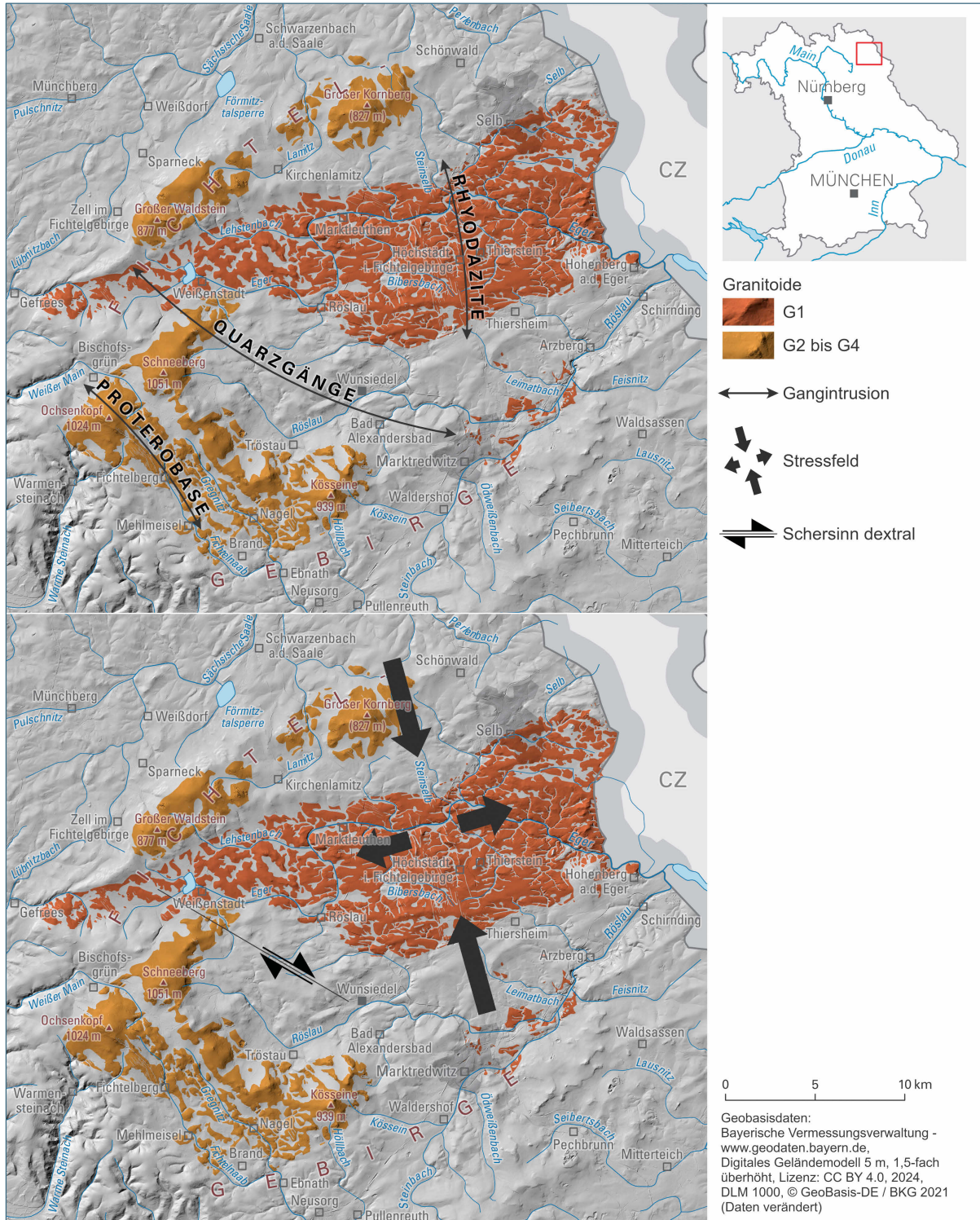


Abb. 2: (a) Übersicht der postgranitoiden Gangintrusionen und Quarz-Gänge im Fichtelgebirge (Pfeile geben den ungefähren Verlauf der Gänge an) und (b) Orientierung des Stressfeldes im Späten Karbon und Frühen Perm und eine theoretisch NW-SE streichende Fläche mit dextralem Bewegungssinn.

Darüber hinaus treten häufig kataklastisch überprägte Quarz-Gänge entlang von Störungen auf. Diese streichen vorzugsweise WNW-ESE bis NW-SE und liegen innerhalb der Plutonite zwischen Marktredwitz im Zentralteil und Zell am Nordwestrand des Arbeitsgebietes sowie im Bereich zwischen Hebanz/Marktleuthen und Kirchenlamitz (Dill & Kolb 1986; Stettner 1964). Bekannt sind außerdem eine Reihe fein- bis mittelkörniger Mikrogabbros (alte Bezeichnungen „Mesodiabas“ bzw. „Proterobas“,

Stettner 1958), die, wie im Bereich des Ochsenkopfes, vorwiegend in einer NW-SE Streichrichtung liegen (Abb. 2a).

Zum Alter der sauren bis intermediären Gänge liegen aus dem Fichtelgebirge nur wenige Daten vor. So lassen sich für die Rhyodacite etwa mangels publizierter Daten keine direkten Aussagen zum Intrusionsalter treffen. Es ist jedoch anzunehmen, dass diese analog zu Vorkommen felsischer Subvulkanite im benachbarten Vogtland mit einem Alter von etwa 290 Ma in das Frühe Perm zu stellen sein dürften (Förster et al. 2007). Dill & Kolb (1986) geben für die Mineralisation entlang der WNW- bis NW streichenden Quarz-Gänge ein permo-triassisches Alter an. Zuletzt liegen noch Altersdaten für unterschiedliche mafische Gangintrusionen im Fränkisch-Thüringischen Schiefergebirge sowie dem Fichtelgebirge selbst vor. Ein Biotit aus einem NW-SE streichenden Kersantit vom Henneberg bei Weitisberga, rund 55 km nördlich des Ochsenkopf-Massives im Fichtelgebirge, zeigte ein Alter von etwa 295 Ma (von Seckendorff et al. 2004). Dieses Alter deckt sich im Fehler mit einem Amphibol-Alter von 297 Ma aus einem Mikrogabbro vom Ochsenkopf selbst (Siebel et al. 2010).

1.2.4 Postvariszische Hebung

Unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Intrusionstiefen der G1 Granite (>5 km) und der G2 bis G4 Granite (~ 2–3 km), ist anzunehmen, dass ein beträchtlicher Teil der Hebung bereits vor der Kristallisation der jüngeren Granite vor 295 Ma Jahren erfolgt sein muss. Diese Annahme deckt sich auch mit wenigen Zirkon-Fission-Track-(ZFT-)Daten, welche eine Abkühlung unter 260 °C bereits während des Perm anzeigen (Coyle et al. 1997; Hejl et al. 1997). Als nächster Hinweis kann ein Apatit-Fission-Track-(AFT-)Alter von knapp 110 Ma aus einem Granit in der Umgebung von Tröstau gesehen werden (Hejl et al. 1997). Dieses würde unter typischen geothermischen Bedingungen und einer Retentionstemperatur der Tracks im Apatit von etwa 60 bis 100 °C einer Tiefe von oberhalb 3 km entsprechen. Dem folgend werden ursprünglich aus den Zinngraniten des Fichtelgebirges stammende Topase in siliziklastischen Sedimenten des oberkretazischen Hessenreuther Forstes westlich der Fränkischen Linie als Beleg gedeutet, dass der Zinngranit zum Zeitpunkt der Topas-Sedimentation vor vermutlich < 80 Ma bereits an der Oberfläche der Abtragung unterlag (Schröder & Peterek 2001). Weiterhin deuten eine Reihe von AFT-Altern ohne klaren Bezug zur heutigen Geländeoberfläche auf einen tektonischen Einfluss bei der relativ früh erfolgten Hebungsgeschichte des zentralen Teils des Fichtelgebirges während der Späten Kreide und des Paläogens hin (Hejl et al. 1997). Der südlich angrenzende Steinwald zeigt mit einer Reihe AFT-Altern (Bischoff 1993; Hejl et al. 1997) eine gut dokumentierte, mehrphasige, tektonisch dominierte Hebung ab der Späten Kreide an. Während NW-SE streichende Störungen bei der, im Vergleich zum restlichen Fichtelgebirge, jungen Heraushebung des Steinwaldes im Paläogen dominieren, waren im Neogen primär NE-SW streichende Störungen aktiv (Bischoff 1993). Anreicherungen von Topas in vermutlich oligozänen bis mittelmiozänen Ablagerungen aus dem Mitterteicher Becken können als Hinweis für die recht junge morphologisch wirksame Heraushebung des Steinwaldes gesehen werden (Schröder & Peterek 2001). Zu dieser Zeit war der ungehinderte Sedimenttransport von den Zinngraniten im Bereich des Schneeberg-Massives als Quelle der Topase im Nordwesten über den zu dieser Zeit noch nicht herausgehobenen Steinwald-Kamm hinweg offensichtlich noch möglich.

1.2.5 Entwicklung postgranitoider Stressfelder

Das ostbayerische kristalline Grundgebirge war seit der variszischen Orogenese und der Platznahme der Plutonite im Späten Karbon und im Frühen Perm einer Reihe unterschiedlich orientierter Stressfelder ausgesetzt. Insbesondere im Rahmen der KTB-Untersuchungen wurden die Stressfelder in der Region genauer untersucht.

Im Übergangsbereich vom Späten Karbon zum Frühen Perm vor etwa 300 Ma ist ein Stressfeld mit N(NW)-S(SE)-Kompression und E(NE)-W(SW)-Extension im Ausklang der variszischen Orogenese dokumentiert (Kroner & Romer 2013; Zulauf 1993). Fügt man alle aus der Lage und Orientierung der

postgranitoiden Ganggesteine verfügbaren Informationen zu einem Gesamtbild zusammen und nimmt dabei an, dass die Rhyodacite entlang von Extensionsklüften ohne oder mit nur geringem Scherver-satz Platz genommen haben, so ergibt sich ein Stressfeld mit einer NNW-SSE gerichteten Kompression und einer ENE-WSW liegenden Extensionsrichtung (Abb. 2b). Auf WNW bis NW streichenden Flächen bilden sich in diesem Spannungsregime Störungen mit einem dextralen Versatz aus (Dill & Kolb 1986; Siebel et al. 2010).

Im Anschluss ist eine extensionsbedingte Beckenbildung im Perm mit der Ablagerung von klastischen Sedimenten des Rotliegenden auf dem Gebiet des Kartenblattes Weidenberg am Südwestrand des Arbeitsgebietes beschrieben worden (Emmert & Stettner 1995). Andreas (2013) nimmt für diesen Zeitraum eine E-W-Extension an. Für das Späte Perm und die Frühe Trias schlägt Mattern (1995) im Bereich zwischen Weidenberg, Kemnath und Warmensteinach eine Pull-Apart-Struktur im Übergangsbereich zwischen zwei Teilabschnitten der Fränkischen Linie vor. Diese soll sich in einem Stressfeld mit einer WNW-ESE bis NW-SE gerichteten Kompression und gleichzeitiger NNE-SSW- bis NE-SW-Extension unter Ausprägung sinistraler Scherbewegungen auf der Fränkischen Linie gebildet haben. Für denselben Zeitraum nimmt Peterek et al. (1997) ein ähnlich orientiertes Stressfeld an.

Am Ende der Kreide dominiert eine NE-SW-Kompression unter Ausbildung von primär NW-SE streichenden Aufschiebungen vor dem Hintergrund von signifikanten Änderungen in den Relativbewegungen zwischen der europäischen und der afrikanischen Kontinentalplatte (Coubal et al. 2015; Kley & Voigt 2008). Für das Ende der Kreide und das einsetzende Paläogen geben sowohl Bergerat (1987) als auch Zulauf (1993) ein Stressfeld mit einer NW-SE bis N-S gerichteten Kompression an, unter welchem Seitenverschiebungen dominieren. Im Oligozän und unteren Miozän wird von Kley & Voigt (2008), sowie von Adamovič & Coubal (2009) und Coubal et al. (2015) ein Spannungsfeld mit Extension in NNW-SSE bis NW-SE Richtung beschrieben. Spätestens ab dem mittleren Miozän werden in der nördlichen böhmischen Masse wieder kompressive Stressfelder mit einer in etwa NW-SE gerichteten Hauptspannungsrichtung beschrieben (Adamovič & Coubal 2009; Coubal et al. 2015). Letztere werden nach Coubal et al. (2015) mit jüngeren sprödetektonischen Seitenverschiebungen in Verbindung gebracht.

2 Ergebnisse

2.1 Lineamente und Morphologie

In Abb. 3a sind morphologisch prägende Lineamente der ersten und zweiten Ordnung dargestellt (siehe auch Hahn 2024). Diese umfassen zum Beispiel Talverläufe, Hangneigungsänderungen und Höhenrücken. Lineamente der dritten Ordnung sind der Übersichtlichkeit wegen nicht dargestellt. Abb. 3b zeigt für alle drei Ordnungen darüber hinaus die Streichrichtungen der Lineamente in Rosen-diagrammen. Die Eigenschaften der Lineamente, wie zum Beispiel Lage, Orientierung und Art, sind geologisch bedingt und können räumliche Hinweise auf mögliche Störungen liefern. Diese haben häufig einen mehr oder weniger geraden Verlauf und das Gestein im Bereich der Störung neigt durch die mechanische Zerkleinerung zu einer erhöhten Verwitterungsanfälligkeit und somit zur Ausbildung morphologisch erkennbarer, linearer Strukturen. Lineamente stellen nicht zwangsläufig Störungen dar. Höhenrücken können beispielsweise durch einen herausgewitterten Härtling bedingt sein. Beispiele dafür finden sich in den zahlreichen Rhyodacit-Gängen, welche insbesondere im Bereich der Plutonite morphologisch in Erscheinung treten.

Zusammengenommen ergeben sich bei allen Lineamenten im Wesentlichen drei dominierende Haupt-richtungen. Es lassen sich eine ENE-WSW-Richtung, zudem eine WNW-ESE-Richtung und eine NNE-SSW-Richtung deutlich erkennen (Abb. 3b). Unter den Lineamenten dritter Ordnung kommt eine

(N)NW-(S)SE-Richtung häufig vor, welche bei den Lineamenten erster und zweiter Ordnung stark zurück tritt (Abb. 3b).

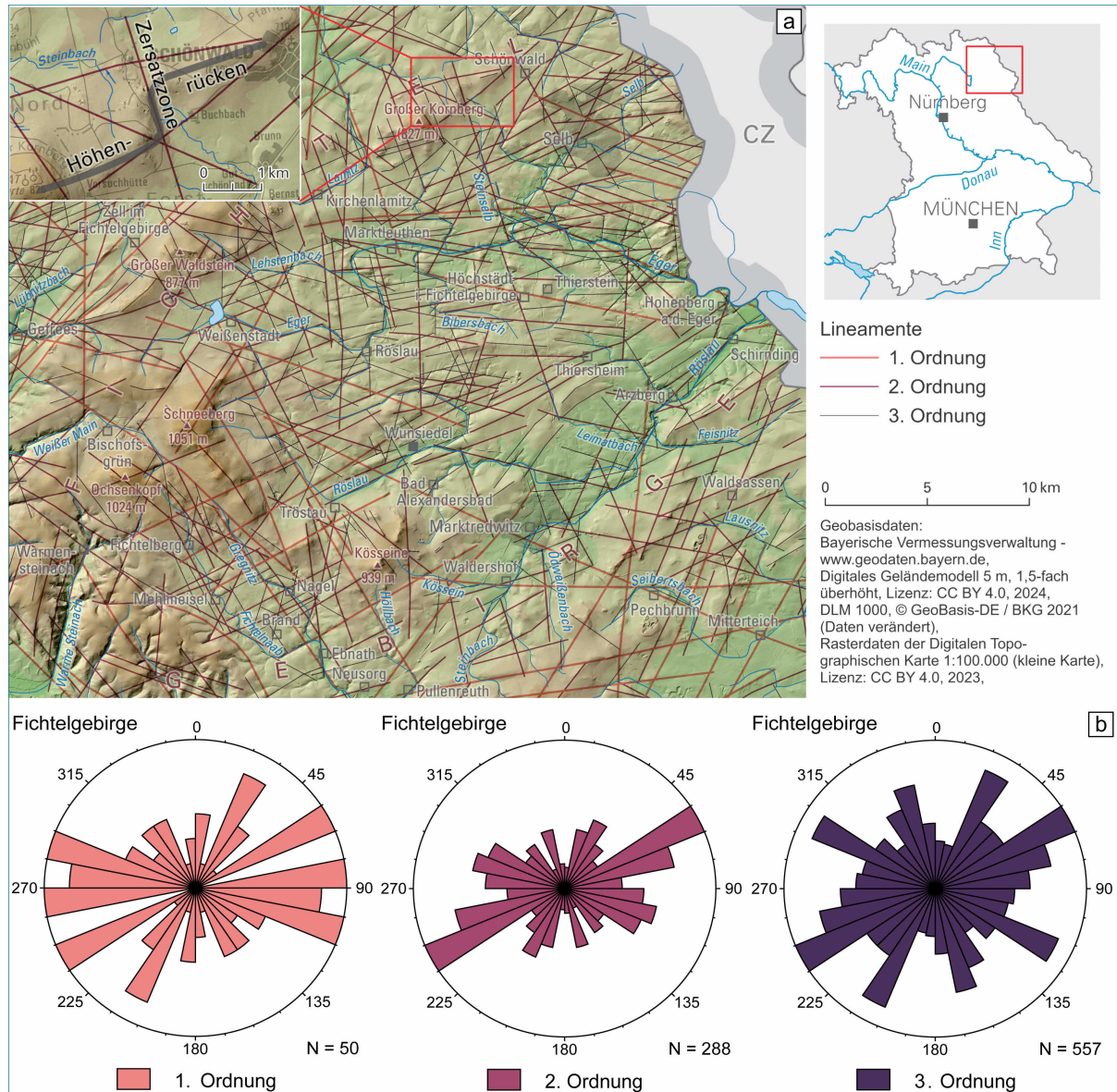


Abb. 3: (a) Darstellung der Lineamente erster und zweiter Ordnung aus der Arbeit von Hahn (2024) im Arbeitsgebiet und (b) Darstellung der Lineamente erster bis dritter Ordnung in Rosendiagrammen.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die großen Höhenzüge mit teils markanten Geländesprüngen und Hangneigungsänderungen in der Regel durch bedeutende Lineamente der ersten und zweiten Ordnung begrenzt und segmentiert sind. So erscheint etwa der Waldstein-Kornberg Kamm als Horst- oder Pultscholle herausgehoben. Einige dieser Lineamente sind im Gelände räumlich eng mit stark vergrusteten Zersatzzonen von wenigen Zentimetern bis Metern Mächtigkeit assoziiert. Dazu gehören Bereiche im Aufschluss des Naturdenkmales Fuchsbau sowie ein Teil des Steinbruches Reinersreuth nördlich des Großen Waldsteines und eine morphologische Senke knapp drei Kilometer nordöstlich des Großen Kornberges. In diesem letztgenannten Bereich fallen möglicherweise mehrere Lineamente zweiter Ordnung mit einer Zone intensiven Zersatzes und einem offensichtlich sinistralen Versatz des generell nach Nordosten verlaufenden Höhenzuges, angedeutet durch eine graue Linie in Abb. 4a, zusammen. In einem Fall legt die Ausprägung einer mit Tonletten belegten Fläche in einer solchen Zone trotz schlecht ausgeprägter kinematischer Indikatoren nahe, dass es sich um eine

Störungsfläche mit vermutlich abschiebendem Charakter handelt. Lineamente der dritten Ordnung beinhalten unter anderem auch Strukturen ohne eine Verbindung zu Störungen. Dazu zählen im Wesentlichen die kurzen Höhenrücken der Rhyodacit-Gänge.

Abb. 3a zeigt außerdem, dass sich die Verläufe insbesondere der nach Norden entwässernden Lamitz sowie der nach Osten entwässernden Rödslau und Eger scheinbar abschnittsweise grob am Verlauf der Lineamente orientieren. Oft kommt es entlang der Flussläufe zu abrupten Änderungen der Abflussrichtungen.

2.2 Tertiärbecken

Die größten zusammenhängenden Flächen tertiärer Sedimente im ostbayerischen Grundgebirge kommen im Bereich des Mitterteicher Beckens und der Senke von Neusorg-Waldershof in der Verlängerung des Egerriffs vor. Eine besondere Bedeutung kommt einem kleineren Tertiärvorkommen weiter nördlich, in der Einsenkung zwischen dem Großen und Kleinen Kornberg bei Niederlamitz, zu (schwarzes Rechteck, Abb. 3a). Hier kreuzen sich mehrere Lineamente erster und zweiter Ordnung mit einer NW-SE- und NNW-SSE- bis N-S-Orientierung. Entlang des Eger-Tals im Südosten verläuft ein WNW-ESE streichendes Lineament erster Ordnung, welches in seiner nordwestlichen Verlängerung genau auf diesen Bereich zwischen den Kornbergen treffen würde. Interessant ist auch die Beobachtung, dass der Verlauf der Höhenzüge von Waldsteinkamm und Kornbergkamm in der Region des Kleinen Kornberges dextral versetzt sind. In diesem Bereich wurden Sande und Toneinlagerungen mit oberflächennah auftretenden Quarzgeröllen gefunden und von Stettner (1964) in das Obermiozän gestellt. Allerdings merkt Louis (1984) aufgrund des hohen Kaolinit-Gehaltes einer dort entnommenen Probe an, dass die Ablagerungen noch einer sehr intensiven Verwitterung unterlegen haben müssen und somit wahrscheinlich nicht jünger als Mittleres Miozän sein können. Weiterhin stimmt dieser Bereich mit einer sehr markanten Richtungsänderung der Lamitz überein (vgl. Abb. 1 und Abb. 3a).

Die Mächtigkeit der tertiären Ablagerungen wurde von Stettner (1964) ursprünglich mit bis zu 5 m angegeben. Neuere Daten aus einigen Bohrungen entlang der nördlich aus Niederlamitz herausführenden Straße nach Schwarzenbach (in Abb. 4a mit einem gemeinsamen Punkt für alle Bohrungen dargestellt – z. B. Bohrungen mit den Objekt-IDs 5837BG015064 und -65, sämtliche relevanten Bohrungen sind auch im UmweltAtlas Bayern zu finden) weisen allerdings darauf hin, dass die Mächtigkeit 10 m übersteigen kann, da bis in die erreichten Endteufen von 10 m nur Sande mit Toneinlagerungen und vereinzelt gerundeten Quarzgeröllen gefunden wurden. Daraufhin wurde in dem Bereich eine Revisionskartierung durchgeführt, um die Verbreitung der Sedimente besser erfassen zu können. Interessant ist hierbei die Entfernung der Bohransatzpunkte zur oberflächlich durch die Lesesteinkartierung gefundenen Grenze zu den umgebenden Phylliten und Quarziten des Ordoviziums von teils nur wenigen Metern. Zur Erfassung von potentiellen Störungen in dieser Region wurde die durchgeführte Lineamentanalyse (Hahn 2024) in einem Validierungsprozess im Maßstab 1:25 000 nachjustiert. Dabei konnten weitere Lineamente gefunden und bereits erkannte verlängert werden. Bemerkenswert ist auch, dass die lithologische Grenze der tertiären Ablagerungen zu den umgebenden Gesteinen des Paläozoikums an zwei Seiten in der Lage und Orientierung durch solche Lineamente der ersten und zweiten Ordnung fast deckungsgleich abgebildet wird (vgl. Abb. 4b).

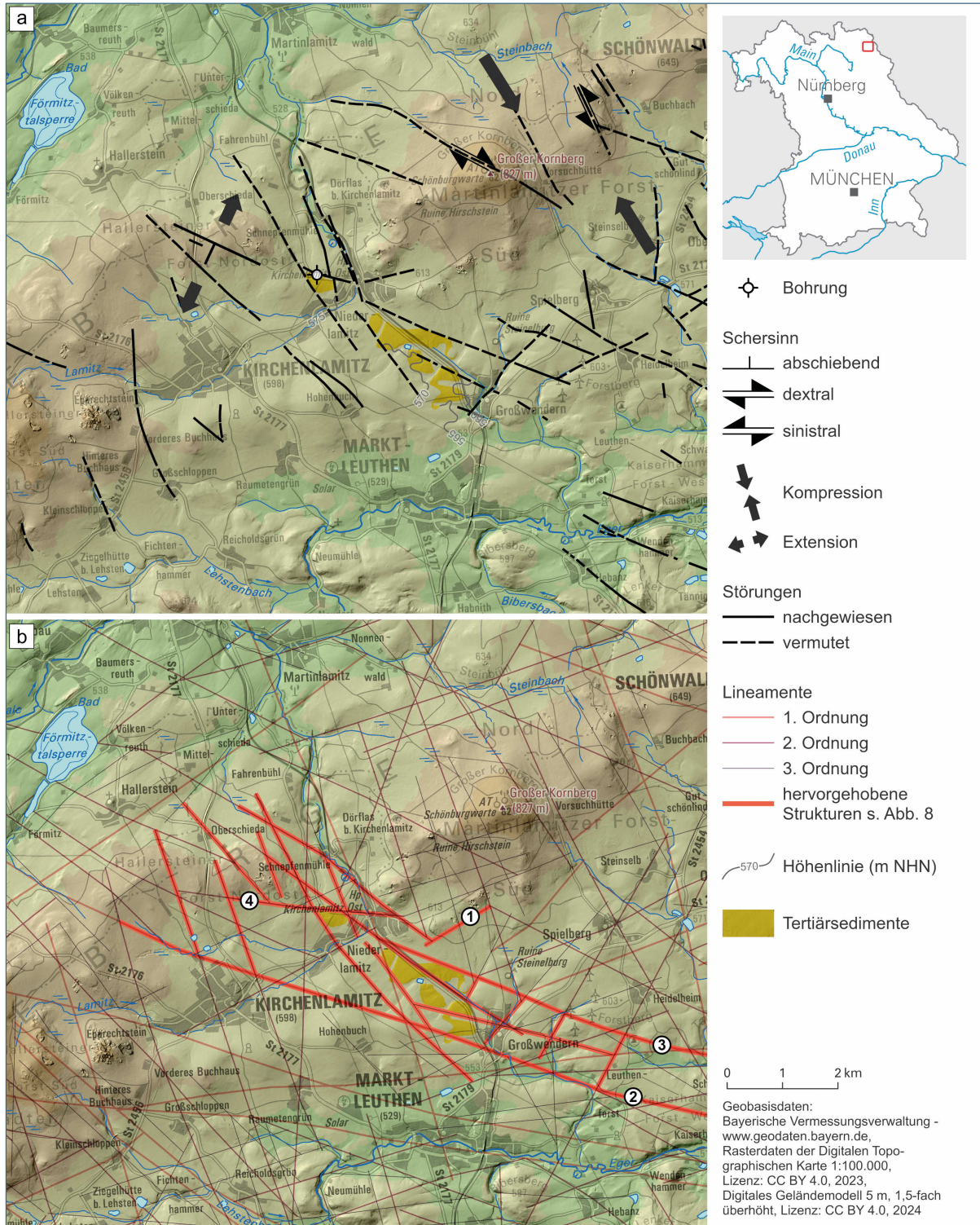


Abb. 4: Übersicht der Umgebung um Niederlamitz zwischen dem Großen und Kleinen Kornberg mit den Tertiärablagerungen: (a) mit hypothetisch sich unter NW-SE-Kompression und NE-SW-Extension ausbildenden Störungssystemen und einem ange deuteten sinistralen Versatz des Höhenrückens im Bereich der Zersatzzone nordöstlich des Großen Kornberges, sowie (b) mit überlagerten Lineamenten erster und zweiter Ordnung aus der Lineamentvalidierung und neu erfassten Störungen. Die Nummerierung 1 bis 4 bezieht sich auf Störungen im schematischen Blockbild der Abb. 8. Um das Abfallen der Landoberfläche nach Südosten zu verdeutlichen, wurden in (a) schematisch einzelne Höhenlinien dargestellt. Ein einzelner Bohrpunkt steht stellvertretend für mehrere Bohrungen im Bereich der Tertiär-Ablagerungen (siehe Text).

2.3 Störungen

Zur Erfassung des Störungsinventars im Fichtelgebirge und zu dessen zeitlicher Einordnung wurden im Arbeitsgebiet insgesamt 281 Störungsflächen in natürlichen und künstlichen Aufschlüssen gefunden und eingemessen. Bedingt durch die Aufschlussverhältnisse lag der Schwerpunkt dabei auf den spätvariszischen Granitoiden, lediglich zehn Störungsflächen konnten im umgebenden paläozoischen Grundgebirge gemessen werden. Als Aufschlüsse standen primär aufgelassene, alte Steinbrüche zur Verfügung. Dabei war die Qualität und somit die Nutzbarkeit der Daten oftmals aufgrund der Verwitterung und des Bewuchses stark eingeschränkt. Lediglich sieben der untersuchten Steinbrüche waren zum Zeitpunkt der Geländearbeit noch aktiv und boten die Möglichkeit, relativ frisch gebrochene Flächen finden zu können. Nach Abzug der Daten, bei denen aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse keine Kinematik bestimmt werden konnte und solchen, bei denen ein Messfehler von $>10^\circ$ vorlag, verblieben noch 193 Datenpunkte für die kinematische Auswertung und die Paläostressanalyse. Von diesem Datensatz verteilten sich 85 auf die noch aktiven Brüche und 108 Messwerte auf aufgelassene Brüche, oder in selteneren Fällen auch natürliche Felsfreistellungen. Zusammen mit den Messdaten für das Streichen und Einfallen von Störungsflächen und -linearen wurden auch Informationen zu Mineralisationen auf Störungsflächen erfasst. Im Gelände beobachtbaren relativen Altersbeziehungen wurde gesondert Beachtung geschenkt.

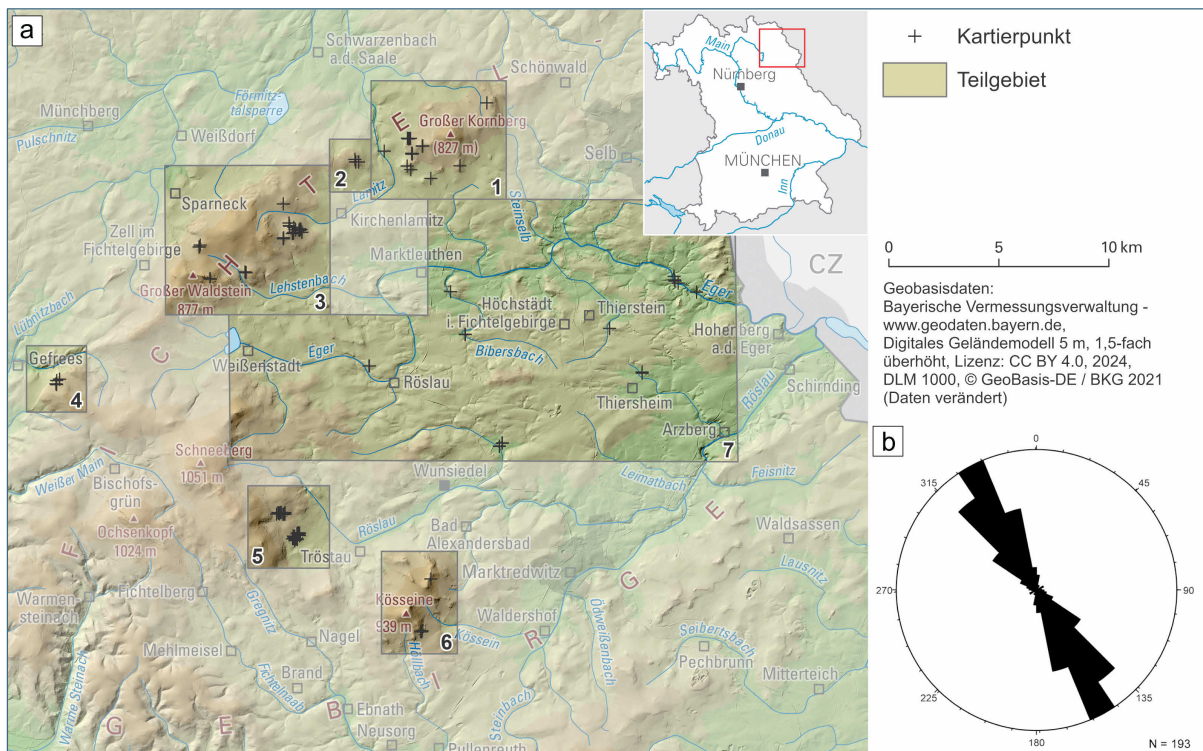


Abb. 5: (a) Räumliche Verteilung der 274 eingemessenen Störungen mit und ohne Kinematikindikatoren (Kreuze) auf die sieben Teilgebiete im Arbeitsgebiet mit dem Text entsprechender Nummerierungen: (1) Großer Kornberg, (2) Kleiner Kornberg, (3) Waldstein und Epprechtstein, (4) Reutgranite vom Wetzstein bei Gefrees, (5) Naturdenkmal Fuchsbau und Tröstau, (6) Kösseine und (7) Zentrales Fichtelgebirge und (b) Orientierung aller 193 gefundenen Störungen mit kinematischen Indikatoren im Rosendiagramm.

Die Daten wurden nach ihrer geographischen Lage im Arbeitsgebiet in sieben Teilgebiete zusammengefasst (Abb. 5). Diese sind von Norden gegen den Uhrzeigersinn gezählt der Große Kornberg, der Kleine Kornberg, das Waldstein-Massiv mit Epprechtstein, die Gruppe der Reutgranit-Brüche bei Gefrees, die Steinbrüche bei Tröstau (aktiv) mit dem Naturdenkmal Fuchsbau (aufgelassen), die Kösseine sowie das zentrale Granit-Massiv mit dem Weißenstadt-Marktleuthener und dem Selber Granit. Mit Ausnahme des Kornberges und der Gruppe der Reutgranite wurden überall Störungen mit

sinistraler, dextraler, aufschiebender und abschiebender Kinematik gefunden. Eine strukturgeologische Aufnahme von sprödektonischen Störungen im Steinwald steht noch aus.

2.3.1 Störungsinventar

Eine deutlich überwiegende Mehrheit der gefundenen Störungen streicht in einer NW-SE- bis NNW-SSE-Orientierung (Abb. 5b). Nur wenige Störungen liegen in konjugierten Orientierungen. Hinsichtlich ihrer Mineralisation sind viele Störungen mit Quarz, Eisen(hydr)oxiden, Fluorit und Chlorit belegt. In seltenen Fällen konnte aus den strukturellen Eigenschaften einer Fläche eine relative Altersabfolge, verbunden mit einer gewissen Unsicherheit in der Ansprache, ermittelt werden. Der folgende Abschnitt beschreibt die Ergebnisse aus den sieben Einzelgebieten separat. Abb. 6 zeigt die Ergebnisse aller 193 kinematisch erfassten Messpunkte (Kürschner & Schwenk 2024).

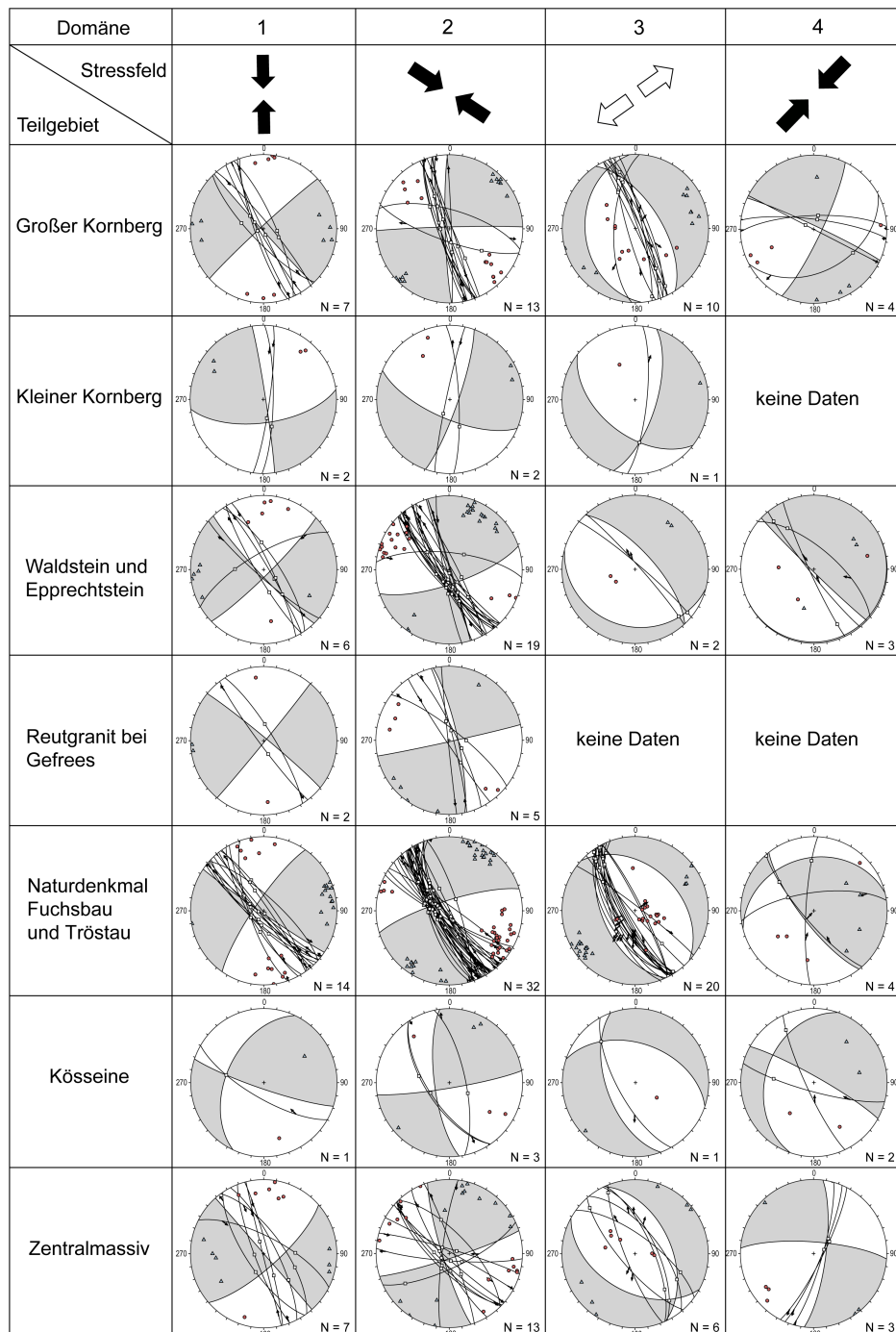


Abb. 6: Darstellung der vier unterschiedlichen Paläostressorientierungen aus den sieben Teilgebieten. Die Darstellung beinhaltet in den stereographischen Projektionen die Großkreise der Flächen, die PBT-Achsen und die „Beachball“-Darstellungen mit kompressiven (weißen) und extensiven (grauen) Quadranten. Die P-Achsen werden durch die roten Punkte dargestellt, die B-Achsen durch weiße Kästchen und die T-Achsen durch blaue Dreiecke.

2.3.2 Teilgebiete

Großer Kornberg (1)

In mehreren Aufschlüssen und Felsfreistellungen im Umfeld des Großen Kornberges wurden insgesamt 35 Störungsflächen mit belastbaren Indikatoren für eine Bestimmung der Kinematik gefunden und eingemessen. Die meisten Störungen sind steilstehende NNW-SSE streichende Seitenverschiebungen, nur acht Flächen weichen von dieser Orientierung ab (Abb. 6 Großer Kornberg). Sieben NNW-SSE streichende Störungen sind als Blattverschiebungen mit dextralem Schersinn ausgebildet. Sie wurden unter den Bedingungen eines Stressfeldes mit N-S orientierter Kompressionstektonik gebildet (Abb. 6 Großer Kornberg – Domäne 1). Gefundene Mineralisationen auf den Störungsflächen mit und ohne direkten Bezug zur Kinematik der jeweiligen Fläche beinhalten vorwiegend Quarz, Chlorit sowie Eisen(hydr)oxide. Ein weiterer Teildatensatz besteht aus elf NNW-SSE streichenden Blattverschiebungen mit sinistraler Kinematik und teilweise transtensionalem Charakter sowie zwei dazu vermutlich konjugierten, WNW-ESE streichenden, dextralen Blattverschiebungen (Abb. 6 Großer Kornberg – Domäne 2). Das daraus ableitbare Stressfeld zeigt eine NW-SE orientierte Hauptkompressionsrichtung an. Mit und ohne kinematische Zuordnung wurden auf den zugehörigen Flächen Quarz, Eisen(hydr)oxide sowie wahrscheinlich Chlorit gefunden. Ein weiterer Teildatensatz besteht aus elf Störungen mit einem dominierend abschiebenden Charakter, deren Kinematik eine Extension in NE-SW bis ENE-WSW-Richtung anzeigt (Abb. 6 Großer Kornberg – Domäne 3). Hierbei wurde eine Mineralisation aus Quarz und teilweise Fluorit beobachtet. Die letzten vier Störungsflächen weichen von der dominierenden NNW-SSE-Streichrichtung ab und streichen vorwiegend um die E-W-Richtung. Es handelt sich dabei um drei sinistrale, in etwa W-E streichende und eine dazu konjugierte, dextrale WSW-ENE streichende Störung, welche zusammengenommen ein Spannungsfeld mit einer ENE-WSW gerichteten Kompression dokumentieren (Abb. 6 Großer Kornberg – Domäne 4).

Kleiner Kornberg (2)

Ein dem Großen Kornberg vergleichbares Bild mit einem deutlich kleineren Datensatz wurde auch am Kleinen Kornberg gefunden. Einzig der Domäne 4 zuzuordnende Störungen wurden hier nicht gefunden (Abb. 6 Kleiner Kornberg – Domäne 1 bis 3). Allerdings zeigt sich, dass die Flächen eine mehr oder weniger konsistente Rotation um ca. 30° mit dem Uhrzeigersinn gegenüber den Orientierungen am Großen Kornberg und eine Verkippung nach Süden aufweisen. Mit Ausnahme von Quarz wurde auf den zugehörigen Flächen keine sonstige Mineralisation nachgewiesen.

Waldstein und Epprechtstein (3)

In diesem Teilgebiet wurden insgesamt 30 steilstehende und vorwiegend NW-SE streichende Störungen mit bestimmbarer Kinematik gefunden und eingemessen. Analog zu den ersten beiden Teilgebieten zeigt sich auch hier ein erster Teildatensatz mit fünf dextralen und einer dazu vermutlich konjugierten, sinistralen Störungsfläche, welche zusammengenommen ein Spannungsfeld mit einer N-S orientierten Hauptkompressionsrichtung anzeigen (Abb. 6 Waldstein und Epprechtstein – Domäne 1). Eine der zu dieser Domäne 1 gehörigen Störungsflächen mit einem mit 14° nach Nordwesten einfallenden Linear wurde im Vergleich zu einem lokal auf derselben Fläche ausgeprägten, steilstehenden Linear (82° nach Nordwesten) als wahrscheinlich älter eingestuft. Mineralisationen auf den zugehörigen Flächen beinhalten neben Quarz auch Fluorit sowie die häufig vorkommenden Eisen(hydr)oxide. Eine Fluoritprobe einer zu Domäne 1 gehörenden dextralen NW-SE streichenden Störungsfläche aus dem Steinbruch bei Reinersreuth nördlich des Großen Waldsteines wurde mittels der (U-Th)/He-Altersdatierung analysiert und ergab im Mittel ein jurassisches Alter. Die Einzelalter schwanken ohne erkennbaren Trend jedoch zwischen Frühem Perm und Später Kreide (Wauschkuhn et al. 2024). Zu einem zweiten Teildatensatz gehören 18 Seitenverschiebungen mit sinistraler Kinematik sowie eine dazu vermutlich konjugierte, dextrale Störung. Dieser Datensatz (Abb. 6 Waldstein und Epprechtstein – Domäne 2) zeigt wie bei den vorherigen Teilgebieten ein Stressfeld mit WNW-ESE bis NW-SE orientierter

Kompression an. Ebenso wie auf den Störungsflächen der Domäne 1 wurden hier Quarz, Fluorit sowie Eisen(hydr)oxide beobachtet. Die Einzelergebnisse einer (U-Th)/He-Altersdatierung von Fluorit aus der Arbeit von Wauschkuhn et al. (2024) von einer Störungsfläche ohne sichere kinematische Einstufung, welche vermutlich der Domäne 1 oder 2 zuzuordnen ist, ergaben im Mittel ein spätpermisches (Bildungs-)Alter. Damit liegt dieses Datierungsergebnis im Bereich der ZFT-Altersdaten von Hejl et al. (1997) aus diesem Teilgebiet. Weiterhin deuten zwei NW-SE streichende Störungsflächen mit deutlich abschiebender Kinematik auf eine NE-SW orientierte Extensionsrichtung hin (Abb. 6 Waldstein und Epprechtstein – Domäne 3), während drei Flächen mit ausgeprägt aufschiebender Kinematik, wie auch am Großen Kornberg beobachtet, eine NE-SW-Kompressionsrichtung anzeigen (Abb. 6 Waldstein und Epprechtstein – Domäne 4).

Reut-Granite bei Gefrees (4)

Der Umfang des Datensatzes aus mehreren aufgelassenen Steinbrüchen am Wetzstein bei Gefrees ist leider eingeschränkt, da die Brüche mehrheitlich mit Wasser aufgefüllt sind und ein Zugang zu vielen Flächen daher nicht möglich war. In drei Brüchen konnten immerhin sieben Störungsflächen mit Kinematik bestimmt werden. Trotz des kleinen Datensatzes zeigen zwei steilstehende NNW-SSE streichende Störungen mit dextraler Kinematik ein Spannungsfeld mit einer N-S gerichteten Hauptkompression an (Abb. 6 Reutgranit – Domäne 1). Fünf weitere steilstehende Seitenverschiebungen mit sinistraler Kinematik deuten analog zu den bisher unter Domäne 2 zusammengefassten Daten der ersten drei Teilgebiete wieder eine WNW-ESE bis NW-SE-Kompression an (Abb. 6 Reutgranit – Domäne 2). Störungen, die eine NE-SW-Extension (Domäne 3) oder eine NE-SW-Kompression (Domäne 4) anzeigen, wurden nicht beobachtet.

Naturdenkmal Fuchsbau und Tröstau (5)

In den aufgelassenen und zum Naturdenkmal Fuchsbau gehörenden Steinbrüchen und dem aktiven Steinbruch der Johann Braun oHG bei Tröstau wurden insgesamt 74 Störungen mit auswertbarer Kinematik gefunden und eingemessen. Wieder handelt es sich bis auf wenige Ausnahmen um NNW-SSE streichende Seitenverschiebungen sowie Ab- und Aufschiebungen. Im ersten Teildatensatz können 14 Störungsflächen mit dextraler Kinematik zusammengefasst werden. Diese weisen wie in den Domänen 1 der bisher besprochenen Teilgebiete auf ein Stressfeld mit N-S orientierter maximaler Hauptspannung hin (Abb. 6 Naturdenkmal Fuchsbau und Tröstau – Domäne 1). Auf den zu Domäne 1 gehörigen Störungsflächen wurden neben Quarz auch Chlorit, Fluorit sowie stellenweise vermutlich Uranphosphate gefunden. Auf einer der Störungsflächen konnte Fluoritwachstum im Druckschatten beobachtet, aber mangels ausreichenden Materials leider nicht für eine Datierung genutzt werden. Der Hauptteil des Datensatzes besteht aus 32 NW-SE bis NNW-SSE streichenden Seitenverschiebungen mit sinistraler Kinematik und teilweise transtensionalem Charakter (Abb. 6 Naturdenkmal Fuchsbau und Tröstau – Domäne 2). Zu den beobachteten Mineralisationen auf den zugehörigen Flächen gehören Quarz, Chlorit, Fluorit, Sulfide, Eisen(hydr)oxide sowie möglicherweise Epidot. An einer mit gesichert sinistraler Kinematik eingemessenen Störungsfläche der Domäne 2 wurde eine Fluoritprobe mittels (U-Th)/He-Altersdatierung analysiert (Wauschkuhn et al. 2024). Es konnte jedoch nicht eindeutig festgestellt werden, ob es sich hierbei um eine synkinematische Mineralisation handelt. Die Einzelalter der Analyse schwanken ohne Angabe eines gemittelten Wertes zwischen Mittlerer Trias und Eozän und erwiesen sich somit als nicht interpretierbar. Insgesamt zeigen die Daten der Domäne 2 wieder eine Stressorientierung mit NW-SE orientierter maximaler Hauptspannung an. 22 Störungsflächen weisen einen vorwiegend abschiebenden Charakter unter einer NE-SW gerichteten Extension auf (Abb. 6 Naturdenkmal Fuchsbau und Tröstau – Domäne 3). Zu den beobachteten Mineralisationen zählen auch hier Quarz, Chlorit, Fluorit, Eisen(hydr)oxide, Sulfide sowie vermutlich Uranphosphate. An einer der Domäne 3 zugerechneten Fläche mit abschiebendem Charakter wurde eine Fluoritprobe zur (U-Th)/He-Altersdatierung entnommen. Die Einzelalter schwanken ohne erkennbaren Trend und ohne Angabe eines Mittelwertes zwischen Früher Trias und Später Kreide (Wauschkuhn et al. 2024).

Letzterer Wert deckt sich innerhalb des Fehlers mit AFT-Altern aus der näheren Umgebung des Steinbruchs von Tröstau aus Hejl et al. (1997). Auf einer Fläche konnte jeweils ein Störungslinear der Domäne 2 und der Domäne 3 zugeordnet werden. Hier konnte mit einer gewissen Sicherheit bestimmt werden, dass das zu Domäne 3 gehörende Linear mit seinem abschiebenden Charakter jünger sein muss, als das Linear der Domäne 2 mit sinistraler Kinematik. Domäne 4 beinhaltet vier zueinander konjugierte Aufschiebungen und Seitenverschiebungen mit sinistralen Schersinn, die ein Stressfeld mit einer Kompressionsrichtung in NE-SW-Richtung anzeigen (Abb. 6 Naturdenkmal Fuchsbau und Tröstau – Domäne 4). Zu den beobachteten Mineralisationen zählt neben Quarz auch Fluorit.

Kösseine (6)

Im Umfeld der Kösseine an der südlichen Umrandung des Fichtelgebirges konnten in aktiven und aufgelassenen Steinbrüchen sieben Störungsflächen mit kinematischen Indikatoren gefunden und eingemessen werden. Eine steilstehende WNW-ESE streichende Störung zeigt einen dextralen Schersinn mit schwach transpressivem Charakter. Diese einzelne Fläche entspricht in etwa einer NNW-SSE bis N-S gerichteten Kompression und kann damit der Domäne 1 zugeordnet werden (Abb. 6 Kösseine – Domäne 1). Analog zu den vorwiegend sinistralen Störungen der vorangegangenen Teilgebiete wurden auch im Bereich der Kösseine drei Seitenverschiebungen mit sinistraler Kinematik und schwach transpressivem Charakter gefunden, welche einem Stressfeld mit NW-SE gerichteter maximaler kompressiver Hauptspannung zugeordnet werden können (Abb. 6 Kösseine – Domäne 2). Eine NNW-SSE streichende Abschiebung zeigt eine NE-SW-Extension an (Abb. 6 Kösseine – Domäne 3), während zwei Aufschiebungen eine Zugehörigkeit zu Domäne 4 vermuten lassen (Abb. 6 Kösseine – Domäne 4).

Zentrales Fichtelgebirge (7)

Im flächenmäßig größten Teilgebiet im zentralen Fichtelgebirge wurden insgesamt 29 Störungsflächen kinematisch erfasst. Im Vergleich mit den restlichen sechs Teilgebieten zeigt sich, dass die Flächenorientierungen eine geringfügig breitere Streuung in ihrer Streichrichtung besitzen (Abb. 6 Zentrales Fichtelgebirge Domänen 1 bis 4). Dennoch wird bei diesem Vergleich auch ersichtlich, dass die grundlegenden Eigenschaften ähnlich sind und die Störungen mit wenigen Ausnahmen NW-SE bis NNW-SSE streichen und die Domänen 1 bis 3 durch die gleichen Stressfelder definiert werden wie in den ersten sechs Teilgebieten (Abb. 6 Zentrales Fichtelgebirge – Domäne 1 bis 3). Eine Ausnahme bilden drei NNE-SSW streichende Seitenverschiebungen mit dextralem Schersinn, welche hier das daraus ableitbare Stressfeld mit NE-SW gerichteter Kompression der Domäne 4 anzeigen (Abb. 6 Zentrales Fichtelgebirge – Domäne 4).

Zehn der Störungsflächen aus diesem Teilgebiet wurden nicht in Aufschlüssen im Granit gemessen, sondern in aktiven und aufgelassenen Steinbrüchen in Kalksilikatkfelsen der Wunsiedel-Formation im zentralen Teil des Fichtelgebirges zwischen Wunsiedel und Arzberg. Allerdings ließen sich in den Störungsflächen keine Unterschiede hinsichtlich Beschaffenheit, Mineralisation oder Orientierung zu den Flächen in den Graniten feststellen. Es kommen allen vier Domänen zuzuordnende Störungsflächen vor. In einem aktiven Steinbruch bei Stemmas konnte eine Altersbeziehung zwischen zwei Linearen auf einer Störungsfläche gefunden werden. Diese Störungsfläche bildete sich interessanterweise an der Kontaktfläche zwischen einem etwa 1 m mächtigen intrusiven grünschieferfaziellen Meta-Basalt-Gang und dem diesen umgebenden Kalksilikatkfels aus. Hier überprägt ein steil nach Südsüdwesten einfallendes Linear mit abschiebender Kinematik ein flach nach Südsüdosten einfallendes Linear mit dextraler Kinematik. Leider ist die exakte zeitliche Stellung des Meta-Basalt nicht eindeutig geklärt (Mielke 1999) womit es nicht möglich ist, den zugehörigen Domänen ein absolutes Maximalalter zuzuweisen.

Zusammenfassung

Ein Großteil der 193 gefundenen Störungen streicht in einer NW-SE- bis NNW-SSE-Orientierung, während es nur wenige dazu konjugierte Störungsrichtungen gibt (Abb. 5b und Abb. 6). Nur wenige

Abweichungen in der Hauptorientierung existieren zwischen Teilgebieten, wie zum Beispiel dem Großen und dem Kleinen Kornberg, oder innerhalb der Teilgebiete, wie zum Beispiel dem zentralen Granit-Massiv. Im Gesamtdatensatz der Störungen dominieren sinistrale Seitenverschiebungen mit teilweise transtensivem Charakter (Domäne 2) gefolgt von dextralen Seitenverschiebungen mit teilweise transpressivem Charakter (Domäne 1). Untergeordnet wurden auch Strukturen mit abschiebendem Charakter gefunden (Domäne 3). Eine geringe Anzahl von Seitenverschiebungen mit sinistralen und dextralen Charakter sowie dazugehörigen Aufschiebungen stellt die letzte Gruppe an Störungsdaten dar (Domäne 4). Domäne 1 wird durch ein Stressfeld mit einer N-S orientierten maximalen Hauptspannung definiert, während Domäne 2 eines mit einer maximalen Hauptspannung in NW-SE-Richtung anzeigt. Domäne 3 zeigt eine NE-SW-Extension an und Domäne 4 ein Stressfeld mit NE-SW-Kompression. Im Gelände gefundene Altersbeziehungen zeigen, dass abschiebende Strukturen der Domäne 3 jünger sind als Seitenverschiebungen der Domäne 2 (Abb. 6).

3 Diskussion

3.1 Zeitliche Stellung der Stressfelder

Eine relative und absolute zeitliche Einstufung der vier gefundenen Stressfelder erweist sich als schwierig, da insbesondere die ausgeführten absoluten Altersbestimmungen der störungsgebundenen Fluorite einen weiten Interpretationsspielraum zulassen und weitere relative Altersbeziehungen zwischen unterschiedlichen Störungen selten sind.

Zunächst kann nur die Domäne 1 mit ihren vorwiegend dextralen Seitenverschiebungen und der zugeordneten N-S-Kompression relativ sicher in den Grenzbereich von Spätem Karbon zum Frühen Perm gestellt werden (Abb. 7). Diese Einstufung orientiert sich im Wesentlichen an absoluten Altersdatierungen an Gesteinen des weiteren Umfeldes (Förster et al. 2007; Förster et al. 2008; von Seckendorff et al. 2004; Siebel et al. 2010), die mit den vorwiegend NNW-SSE streichenden Gangintrusionen des zentralen Fichtelgebirges vergleichbar sind. Unter der Annahme, dass sich die entsprechenden Strukturen, entlang derer die Platznahme der Magmen erfolgte, als Dehnungsstrukturen gebildet haben (Abb. 2b), kann für diesen Zeitabschnitt ein Paläostressfeld mit NNE-WSW orientierter Dehnungsrichtung und NNW-SSE orientierter Kompressionsrichtung abgeleitet werden. Außerdem sprechen auf den Störungsflächen der Domäne 1 gefundene Chlorite für Temperaturen jenseits der 100° Celsius (de Caritat et al. 1993), was eher für Bildungsbedingungen im Ausklang der variszischen Orogenese spricht. Das wird teilweise auch von den (U-Th)/He-Altern der Fluorit-Probe vom Epprechtstein gestützt (Wauschkuhn et al. 2024). Geodynamisch lässt sich das Szenario mit der finalen Phase der Bildung des Superkontinentes Pangäa vor etwa 300 Ma Jahren erklären (Kroner & Romer 2013).

Im folgenden Perm bildeten sich in ganz Europa unter einer E-W-Extension mehr oder weniger N-S streichend Grabenstrukturen aus, welche mit Sedimenten des Rotliegenden gefüllt wurden (Andreas 2013). Für das späte Rotliegend bis in die Frühe Trias nehmen sowohl Mattern (1995) als auch Petersek et al. (1997) eine mehr oder minder deutliche NW-SE bis E-W-Kompression an (Abb. 7). Die Nachweisführung hierbei ist allerdings schwer ersichtlich. Insbesondere sind in dem von Mattern (1995) als Argumentationsgrundlage angeführten Pull-Apart-Becken zwischen Weidenberg und Erbdorf auch mesozoische Sedimente in die tektonischen Strukturen involviert (Emmert & Stettner 1995), woraus sich schließen lässt, dass die zugehörigen Strukturen möglicherweise deutlich jünger sind als Perm oder wenigstens postpermisch reaktiviert wurden. Unsicherheiten in der zeitlichen Zuordnung dieses Stressfeldes, welches offensichtlich durch die sinistral-transtensiven Störungen der Domäne 2 abgebildet wird (Abb. 6 und Abb. 7), sind in Abb. 7 mit hellgrauer Schrift und einem Pfeil mit Fragezeichen gekennzeichnet.

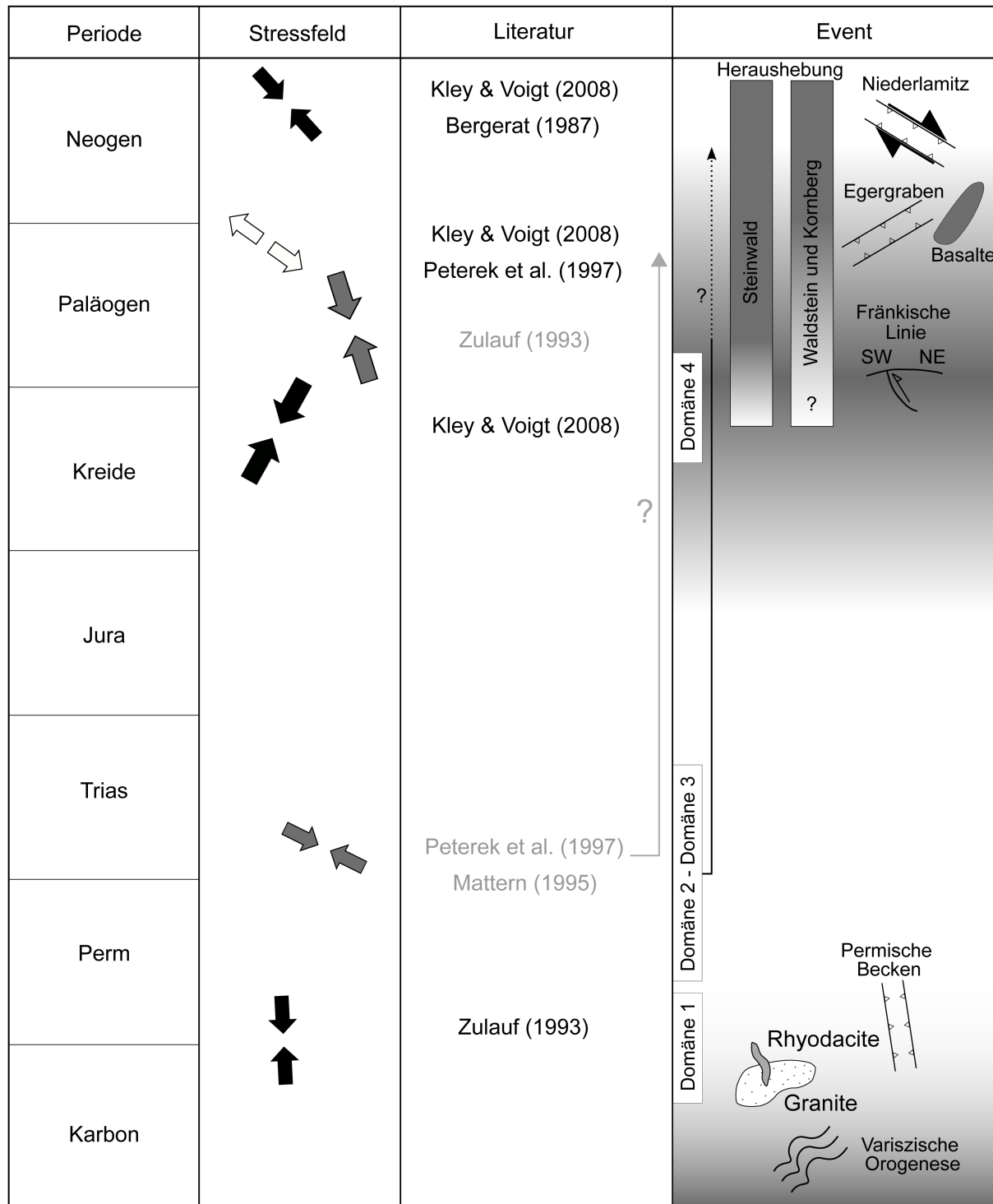


Abb. 7: Literaturübersicht der Stressfelder im Arbeitsgebiet. In der rechten Spalte sind darüber hinaus die zugeordneten geologischen Events mit regionalem Bezug sowie die Einstufung der vier gefunden Domänen aus diesem Beitrag mit durch Pfeil und Fragezeichen ange deutete Unsicherheiten in der genauen zeitlichen Einstufung dargestellt (siehe Text).

Interessant ist die Tatsache, dass das regionale Spannungsfeld spätestens seit dem Miozän in Mitteleuropa eine vergleichbaren NW-SE-Orientierung mit einem kompressiven Charakter (Bergerat 1987; Kley & Voigt 2008) wie das rezente Spannungsfeld hat (Reiter et al. 2015). Das könnte auch für ein sehr junges, neogenes Alter der sinistral-transversiven Störungen und damit des WNW-ESE bis NW-SE kompressiven Stressfeldes der Domäne 2 sprechen, ebenso wie einige der im Rahmen dieser Projektarbeit neu gemessenen (U-Th)/He-Alter (Wauschkuhn et al. 2024). Ein weiteres Argument

hierfür könnte in dem offensichtlich sinistralen Versatz des Höhenrückens nordöstlich des Großen Kornberges um einige hundert Meter entlang einer Zone intensiven Zersatzes gesehen werden. Hier entspricht die räumliche Orientierung dieser Zone und der Bewegungssinn dem der Domäne 2 (Abb. 3b). Augenscheinlich handelt es sich um ein sehr junges Phänomen.

Die abschiebenden Störungen der Domäne 3 wären dann, wie Geländebeobachtungen nahelegen, die jüngsten identifizierten Strukturen. Allerdings würde das im Widerspruch zu den gemessenen Fluorit-Altern (Wauschkuhn et al. 2024) von Störungsflächen der Domäne 3 stehen, die möglicherweise nach deren Bildung nicht vollständig im isotopischen Gleichgewicht waren. Insgesamt wird ein neogenes oder jüngeres Alter der unter den Bedingungen einer NW-SE-Kompression im kristallinen Grundgebirge (re-)aktivierten Störungen auch durch entsprechende Strukturen im benachbarten mesozoischen Deckgebirge gestützt (Köhler et al. 2022). Nichtsdestotrotz ist es naheliegend, dass die vorwiegend NW-SE streichenden Störungen im Späten Karbon oder Frühen Perm bereits als Klüfte angelegt waren und danach mehrfach mit unterschiedlichen Kinematiken als Störungen (re-)aktiviert wurden (vgl. Abb. 2). Dies lässt sich aus dem Vergleich vom parallelen Verlauf von Störungen und Klüften vermuten. Dafür sprechen einerseits die zum Teil höheren (U-Th)/He-Alter (Wauschkuhn et al. 2024), andererseits Chloritmineralisationen, welche teilweise auf den zugehörigen Flächen der Domänen 2 und 3 gefunden wurden (de Caritat et al. 1993).

Die unterschiedlichen Störungen der Domäne 4 weisen auf eine NE-SW-Kompression hin, welche im Vergleich mit Literaturdaten am ehesten in den Zeitraum von der Späten Kreide bis ins Paläogen zu stellen ist (Kley & Voigt 2008). Auch der Vergleich mit Strukturdaten aus dem angrenzenden Mesozoikum spricht für eine spätkretazisch Stellung des Stressfeldes der Domäne 4 (Köhler et al. 2022). Großräumig wird dieses Stressfeld mit sich ändernden Bewegungsrichtungen zwischen der afrikanischen und der europäischen Platte in Verbindung gebracht (Kley & Voigt 2008).

3.2 Beziehung zwischen Lineamenten und Störungen

Ein Vergleich der Lineamente (Abb. 3a) mit den Störungen (Abb. 6) stellt klar heraus, dass es keinen einfachen Zusammenhang zwischen den Streichrichtungen der Störungen und der Lineamente gibt. Die NNW-SSE bis NW-SE streichenden Störungen im Arbeitsgebiet finden sich am häufigsten in den Lineamenten zweiter und dritter Ordnung wieder, während diese in den Lineamenten erster Ordnung fast vollständig fehlen. Dagegen finden sich Zonen mit intensivem Zersatz und Vergroßung im Granit vorwiegend in Kreuzungsbereichen einiger Lineamente erster Ordnung (vgl. Abb. 3). Aufgrund von lokal sehr schwach ausgeprägten steilstehenden Linearen auf Tonletten innerhalb dieser Strukturen liegt die Vermutung nahe, dass es sich bei diesen Strukturen um junge Störungen, wahrscheinlich mit auf- oder abschiebendem Charakter, handelt.

3.3 Neogene Landschaftsentwicklung der Umgebung von Niederlamitz

Die Bedeutung der Umgebung von Niederlamitz für die neogene Landschaftsentwicklung ergibt sich aus dem engen Nebeneinander von tektonisch herausgehobenen Bergrücken und dazwischenliegenden Einsenkungen mit den vermutlich oligozänen bis mittelmiozänen Sedimenten. Diese liegen auf einer leicht nach (Süd)Südosten geneigten Fläche und deuten einen ehemaligen Abfluss der Lamitz in südöstlicher Richtung zur Eger hin an (Abb. 4a). Zur genauen Untersuchung dieses Vorkommens wurde zusätzlich die vorhandene Lineamentanalyse von Hahn (2024) im Maßstab 1:25 000 validiert und nachjustiert (Abb. 4), die digitale Geologische Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25, LfU 2024) und Bohrungen berücksichtigt sowie teilweise geologische Revisionskartierungen durchgeführt. Es zeigt sich, dass die Ablagerungen, dem Befund aus den Bohrungen und der Revisionskartierung entsprechend, sehr wahrscheinlich durch (abschiebende) Störungen, deren Verlauf lokal auch durch Lineamente erster und zweiter Ordnung begleitet wird, räumlich begrenzt sind.

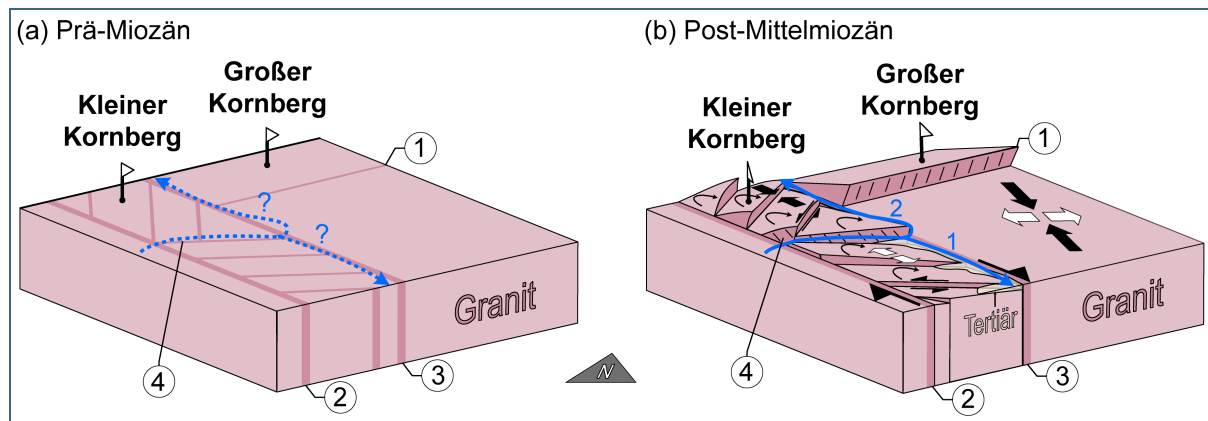


Abb. 8: Stark vereinfachtes, schematisches Blockbild des Bereiches zwischen Großem und Kleinem Kornberg und der mit tertiären Sedimenten gefüllten Senke von Niederlamitz im (a) Prä-Miozän und (b) im Post-Mittelmiozän. Zur Vereinfachung ist in den Blöcken nur der Granit dargestellt.

Für die Erstellung eines Modells zur Landschaftsentwicklung der Umgebung von Niederlamitz wird eine im Miozän weitestgehend ausgeglichene Landoberfläche (Louis 1984) vorausgesetzt. In dieser Ausgangslage ist die Entwässerungsrichtung der Lamitz nicht bekannt. Diese könnte sowohl nach Norden zur Saale hin, als auch nach Süden zur Eger hin entwässert haben (Abb. 8a). Ursprünglich verlief die Entwässerungsrichtung aber wahrscheinlich nach Norden, da das Drainagesystem des mittleren zentralen Fichtelgebirges eine typische Orientierung nach Norden zeigt. Mit dem Einsetzen einer NW-SE orientierten, neogenen Kompressionstektonik, vermutlich ab dem späten Miozän erfolgte eine relative Heraushebung des Fichtelgebirgsrückens mit dem Kornberg entlang von Aufschiebungen (Störung 1 in Abb. 8) um geschätzt mindestens 300 Meter gegenüber dessen Umgebung. Dieser Abschätzung wird das vollständige Fehlen von Verwitterungs- und Zersatzdecken auf dem Großen Kornberg und ein heutiger Höhenunterschied zwischen den Sedimenten bei Niederlamitz und dem höchsten Punkt von knapp 270 Metern zugrunde gelegt (vgl. Abb. 4). Darüber hinaus wurden NW-SE streichende Störungen als dextrale Blattverschiebungen aktiviert (Störungen 2 und 3 in Abb. 8). Zwischen solchen Störungen liegende Blöcke werden unter Ausbildung von relativ zueinander sinistralen Scherbewegungen im Uhrzeigersinn rotieren. Mit dieser Blockrotation verbunden ist eine Einsenkung und Verkipfung des Ablagerungsraumes der Sedimente im Südostteil entlang von Extensionsstrukturen. Dies deutet zumindest zeitweise einen Abfluss der Lamitz nach Süden zur Eger hin an. Der heutige Abfluss nach Norden über den Kamm hinweg zur Saale hin wurde sicherlich durch die starke störungsbedingte Zerrüttung des Untergrundes erleichtert. Möglicherweise hat ein auf der Nordseite des Kammes gelegener Abfluss durch rückschreitende Erosion das System der Lamitz beeinflusst und dieses somit nach Norden abgelenkt. Nun kommt es weiterhin im Nordwestteil zu einer Heraushebung der Blöcke (u. a. des Kleinen Kornberges) entlang einzelner Störungen (Störung 4 in Abb. 8) und zu einer Verkipfung nach Norden unter transpressiven Bedingungen. Hinweise auf die Rotation im Uhrzeigersinn und die Verkipfung nach Norden liefert ein Blick auf Abb. 6. Eine Rotation im Uhrzeigersinn des Kleinen Kornberges relativ zum Großen Kornberg wird durch die Großkreise der Flächen angedeutet. Einen Hinweis auf die leichte Verkipfung nach Norden liefert ein genauerer Blick auf die B-Achsen, welche insbesondere in Domäne 1 des Kleinen Kornberges offensichtlich leicht in Richtung des Südpols der Darstellung gewandert sind (Abb. 6 Großer Kornberg und Kleiner Kornberg – Domäne 1). Ob es in Folge der Rotation nun eher zur Heraushebung oder zur Absenkung kommt, hängt im Wesentlichen von der Orientierung der beteiligten Blöcke relativ zur Haupteinengungsrichtung ab. Das in Abb. 8 gezeigte Modell basiert auf einem theoretischen Modell von McKenzie & Jackson (1986), welches anhand realer Vorbilder getestet und weiterentwickelt wurde (u. a. Nagorsen-Rinke et al. 2013) und als Ergebnis dieser Bearbeitung die Landschaftsentwicklung dieser Region als Resultat der neogenen NW-SE-Kompression schlüssig interpretieren kann.

3.4 Heraushebung des Steinwaldes

Eine erste Phase der Bruchtektonik in der Steinwaldregion entlang NW-SE streichender Störungen erfolgte nach Bischoff (1993) bereits im Paläogen (Abb. 7). Unter der am Übergang von der Späten Kreide zum Paläogen vorherrschenden NE-SW gerichteten kompressiven Spannung wurden diese Störungen als Aufschiebungen (re-)aktiviert und haben somit zur ersten Hebungsphase des Steinwaldes beigetragen. Vergleichbare Störungen wurden vor allem in Steinbrüchen im Teilgebiet von Waldstein und Epprechtstein gefunden (Abb. 6 Domäne 4). Eine zweite bruchtektonische Phase im Steinwald erfolgte an bis ins Neogen aktiven NE-SW Störungen, vermutlich Abschiebungen, und steht im Zusammenhang mit der Bildung des Egergrabens (Bischoff 1993). Entsprechende Störungen wurden im Datensatz nicht gefunden. Dennoch ist davon auszugehen, dass die häufiger vorkommenden WSW-ENE streichenden Zersatzzonen, erkennbar in den Lineamenten erster bis dritter Ordnung (Abb. 3a), in dieser Heraushebungsphase auch bei anderen Höhenzügen, wie dem Waldstein-Kornberg-Kamm und dem Ochsenkopf-Schneeberg-Massiv als Störungen eine Rolle gespielt haben dürften. Topas-Anreicherungen in den Ablagerungen des Miozäns im Mitterteicher Becken (Schröder & Peterek 2001) weisen auf eine weitgehend eingeebnete Landschaft in der Steinwaldregion zu dieser Zeit hin, da damals noch ein fluvialer Transport aus dem Bereich des Liefergebietes in der Schneebergregion über die Steinwaldregion hinweg möglich gewesen sein muss. Die letzte Heraushebungsphase führte zur heutigen morphologischen Ausprägung und dürfte unter NW-SE-Kompression ab dem Miozän erfolgt sein (Abb. 7). Entsprechende Störungen dieser Phase im Arbeitsgebiet wurden Domäne 2 zugeordnet (Abb. 6).

3.5 Reaktivierbarkeit von Störungen

Die primär NNW-SSE verlaufenden Störungen im Arbeitsgebiet werden als alt angelegte Strukturen interpretiert, welche seither unter den verschiedenen regionalen Stressfeldern mehrfachen Reaktivierungen unterlagen. Diese parallel zum Hauptklufsystem angelegten oder aktivierten Störungen wurden bereits spätvariszisch angelegt. Generell muss davon ausgegangen werden, dass NW-SE bis NNE-SSW streichende Störungssysteme mit steilen Einfallswinkeln im heutigen Stressfeld zu einem erhöhten Reaktivierungspotential neigen (Röckel et al. 2022). Das bedeutet, dass ein großer Teil der Störungen im Kristallin des Fichtelgebirges potentiell reaktiviert werden kann. Einen Hinweis hierauf liefert die NNW-SSE orientierte und aktive Mariánské Lázně Störung (Štěpančíková et al. 2019), welche das östlich an das Arbeitsgebiet grenzende Cheb-Becken an dessen Ostrand begrenzt.

4 Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit zeigt, dass das kristalline Grundgebirge im Fichtelgebirge von sprödetektonischen Störungen durchsetzt ist. Die Störungen wurden häufig entlang von oder parallel zu primären NE-SW streichenden Trennflächen (Klüften) angelegt und sind in der geologischen Vergangenheit mehrfach reaktiviert worden. Grundsätzlich zeigen die neuen Befunde aus der nördlichen Fichtelgebirgsregion an, dass die tertiären Sedimente dort sehr wahrscheinlich durch Störungen begrenzt sind und dass die damit im Zusammenhang stehende Blockbewegung und die morphologische Heraushebung der Höhenzüge des Fichtelgebirges und des Steinwaldes eine ausgeprägte tektonische Aktivität im Neogen belegen. Dies weist darauf hin, dass das Arbeitsgebiet insbesondere in den letzten 30 Millionen Jahren tektonisch sehr aktiv war. Die vorwiegend NNW-SSE streichenden Störungen dürften darüber hinaus im rezenten Spannungsfeld ein signifikantes Reaktivierungspotential besitzen.

Literaturverzeichnis

- Adamovič, J. & Coubal, M. (2009): Time succession of Cenozoic stress fields in the northern part of the Bohemian Massif. In: Röhling, H.-G.; Linnemann, U. & Lange, J.-M. [Hrsg.]: GeoDresden 2009 - Geologie der Böhmisches Masse. Regionale und angewandte Geowissenschaften in Mitteleuropa. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 63: 269, Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, GeoDresden.
- Andreas, D. (2013): Der Thüringer Wald im Zeitraum der Stefan-Unterperm-Entwicklung - ein Abschnitt der Zentraleuropäischen N-S-Riftzone innerhalb des Mitteleuropäischen Großschollenscharniers. – Dissertation: 181 S., Technische Universität Bergakademie Freiberg, Freiberg.
- Bergerat, F. (1987): Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. – *Tectonics*, 6 (2): 99–132.
- Bischoff, R. (1993): Morphotektonische Entwicklung des Steinwaldgebietes (NE-Bayern) – Ergebnisse von Apatit-Spaltspurenanalysen. – *Geologica Bavarica*, 98: 97–117, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- de Caritat, P.; Hutcheon, I. & Walshe, J. L. (1993): Chlorite Geothermometry: A Review. – *Clays and Clay Minerals*, 41 (2): 219–239.
- Coubal, M.; Málek, J.; Adamovič, J. & Štěpančíková, P. (2015): Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massif inferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. – *Journal of Geodynamics*, 87: 26–49.
- Coyle, D. A.; Wagner, G. A.; Hejl, E.; Brown, R. & Van den Haute, P. (1997): The Cretaceous and younger thermal history of the KTB site (Germany): apatite fission-track data from the Vorbohrung. – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 203–209.
- Dill, H. G. & Kolb, S. G. (1986): The Grossschloppen-Hebanz uranium occurrences - a prototype of mineralized structure zones characterized by desilicification and silicification. In: Fuchs, H. D. [Hrsg.]: *Vein-Type Uranium Deposits*. – IAEA-TECDOC, 361: 261–274, International Atomic Energy Agency, Wien.
- Emmert, U. & Stettner, G. (1995): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6036 Weidenberg, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Förster, H. J.; Gottesmann, B.; Tischendorf, G.; Siebel, W.; Rhede, D.; Seltmann, R. & Wasternack, J. (2007): Permo-Carboniferous subvolcanic rhyolitic dikes in the western Erzgebirge/Vogtland, Germany: a record of source heterogeneity of post-collisional felsic magmatism. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, 183 (2): 123–147.
- Förster, H.-J.; Rhede, D. & Hecht, L. (2008): Chemical composition of radioactive accessory minerals: implications for the evolution, alteration, age, and uranium fertility of the Fichtelgebirge granites (NE Bavaria, Germany). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, 185 (2): 161–182.
- Hahn, T. (2024): Lineamentanalyse im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 113–126, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

- Hecht, L.; Vignerresse, J. L. & Morteani, G. (1997): Constraints on the origin of zonation of the granite complexes in the Fichtelgebirge (Germany and Czech Republic): evidence from a gravity and geochemical study. – *Geologische Rundschau*, 86 (Suppl1): S93–S109.
- Hejl, E.; Coyle, D.; Lal, N.; Van den Haute, P. & Wagner, G. A. (1997): Fission-track dating of the western border of the Bohemian massif: thermochronology and tectonic implications. – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 210–219.
- Kley, J. & Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. – *Geology*, 36 (11): 839–842.
- Köhler, S.; Duschl, F.; Fazlikhani, H.; Koehn, D.; Stephan, T. & Stollhofen, H. (2022): Reconstruction of cyclic Mesozoic–Cenozoic stress development in SE Germany using fault-slip and stylolite inversion. – *Geological Magazine*, 159 (11-12): 2323–2345.
- Kossmat, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes* (1): 1–39.
- Kroner, U. & Romer, R. L. (2013): Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – *Gondwana Research*, 24 (1): 298–329.
- Kürschner, T. & Schwenk, M. A. (2024): Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 127–143, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- LfU – Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2024): Digitale Geologische Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25), Augsburg (Stand: 09/2024).
- Louis, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. – *Relief Boden Paläoklima*, 3: 1–66.
- Mattern, F. (1995): The fault(s) of the “Fränkische Linie” (NE Bavaria), interpreted as a Rotliegend sinistral extensional strike-slip duplex. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, Jg. 1993 Heft 9/10: 1491–1504.
- McKenzie, D. & Jackson, J. (1986): A block model of distributed deformation by faulting. – *Journal of the Geological Society, London*, 143 (2): 349–353.
- Mielke, H. (1999): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5938 Marktredwitz, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Mielke, H. & Schreyer, W. (1972): Magnetite-rutile-assemblages in metapelites of the Fichtelgebirge, Germany. – *Earth and Planetary Science Letters*, 16 (3): 423–428.
- Mielke, H. & Stettner, G. (1984): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5838/5839 Selb/Schönberg: 128 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Nagorsen-Rinke, S.; Lee, J. & Calvert, A. (2013): Pliocene sinistral slip across the Adobe Hills, eastern California–western Nevada: Kinematics of fault slip transfer across the Mina deflection. – *Geosphere*, 9 (1): 37–53.
- Peterek, A.; Rauche, H.; Schröder, B.; Franzke, H.-J.; Bankwitz, P. & Bankwitz, E. (1997): The late- and post-Variscan tectonic evolution of the Western Border fault zone of the Bohemian massif (WBZ). – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 191–202.

- Peterek, A. & Schröder, B. (1997): Neogene fault activity and morphogenesis in the basement area north of the KTB drill site (Fichtelgebirge and Steinwald). – *Geologische Rundschau*, 86 (1): 185–190.
- Rahimi, G. & Massonne, H.-J. (2018): Pressure-temperature-time evolution of a Variscan garnet-bearing micaschist from the northeastern Fichtelgebirge, NW Bohemian Massif in central Europe. – *Lithos*, 316-317: 366–384.
- Reiter, K.; Heidbach, O.; Reinecker, J.; Müller, B. & Röckel, T. (2015): Spannungskarte Deutschland 2015. – *Erdöl Erdgas Kohle*, 131 (11): 437–442.
- Richter, P. & Stettner, G. (1979): Geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. – *Geologica Bavarica*, 78: 144 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Röckel, L.; Ahlers, S.; Müller, B.; Reiter, K.; Heidbach, O.; Henk, A.; Hergert, T. & Schilling, F. (2022): The analysis of slip tendency of major tectonic faults in Germany. – *Solid Earth*, 13 (6): 1087–1105.
- Schröder, B. & Peterek, A. (2001): Känozoische Hebungs- und Abtragungsgeschichte im Umfeld des westlichen Egergrabens. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 152 (2-4): 387–403.
- von Seckendorff, V.; Timmerman, M. J.; Kramer, W. & Wrobel, P. (2004): New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of late Carboniferous-early Permian lamprophyres and related volcanic rocks in the Saxothuringian Zone of the Variscan Orogen (Germany). In: Wilson, M.; Neumann, E.-R.; Davies, G. R.; Timmerman, M. J.; Heeremans, M. & Larsen, B. T. [Hrsg.]: *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*. – Geological Society, London, Special Publication, 223: 335–359.
- Siebel, W.; Shang, C. K. & Presser, V. (2010): Permo-Carboniferous magmatism in the Fichtelgebirge: dating the youngest intrusive pulse by U–Pb, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 38 (2-3): 85–98.
- Štěpančíková, P.; Fischer, T.; Stemberk jr., J.; Nováková, L.; Hartvich, F. & Figueiredo, P. M. (2019): Active tectonics in the Cheb Basin: youngest documented Holocene surface faulting in Central Europe? – *Geomorphology*, 327: 472–488.
- Stettner, G. (1958): *Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5937 Fichtelberg*: 116 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Stettner, G. (1964): *Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5837 Weißenstadt*: 194 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Wagner, G. A.; Coyle, D. A.; Duyster, J.; Henjes-Kunst, F.; Peterek, A.; Schröder, B.; Stöckhert, B.; Wemmer, K.; Zulauf, G.; Ahrendt, H.; Bischoff, R.; Hejl, E.; Jacobs, J.; Menzel, D.; Lal, N.; Van den Haute, P.; Vercoutere, C. & Welzel, B. (1997): Post-Variscan thermal and tectonic evolution of the KTB site and its surroundings. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102 (B8): 18221–18232.
- Wauschkuhn, B.; Dunkl, I. & von Eynatten, H. (2024): (U-Th)/He-Altersdatierungen und geochemische Analyse von Fluoriten aus Störungszonen im ostbayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 89–112, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

Zulauf, G. (1993): Brittle deformation events at the western border of the Bohemian Massif (Germany). – Geologische Rundschau, 82 (3): 489–504.

Bildrechte

LfU: Abb. 1, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5, Abb. 6, Abb. 7, Abb. 8

Zusammenfassung der bisherigen struktureologischen Untersuchungen im bayerischen Grundgebirge

Thomas Kürschner, Michael A. Schwenk, Sophia Methner, Tobias Eberlei & Torsten Hahn

In den Regionen Fichtelgebirge und Bayerischer Wald wurden umfangreiche struktureologische Geländeaufnahmen durchgeführt, um das Störungsinventar in natürlichen und künstlichen Aufschlüssen zu erfassen. Eine Tabelle mit den Rohdatensätzen aller erfassten Störungen ist unter dem Link www.bestellen.bayern.de/shoplink/91130.htm abrufbar. Es zeigte sich, dass das Grundgebirge Ostbayerns flächendeckend von Störungen verschiedener Größenordnung durchsetzt ist. Die Orientierung dieser Strukturen ist vor allem im südöstlichen Teil der bearbeiteten Gebiete sehr variabel, während im Fichtelgebirge Störungsflächen mit NW-SE- bis NNW-SSE-Orientierung am häufigsten auftreten. Im Allgemeinen dominieren überall Seitenverschiebungen gegenüber Auf- und Abschiebungen (Eberlei 2024; Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024; Schwenk 2024).

Ursache für die Entstehung der Brüche sind in überregionalen plattentektonischen Bewegungen, aber auch großräumigen konvektiven Prozessen im Erdmantel zu suchen. Diese beiden Vorgänge bedingten während verschiedener Zeiträume unterschiedliche Spannungsfelder in der Erdkruste. Zur zeitlichen Einordnung der Störungsaktivitäten wurden geochronologische Untersuchungen an ausgewählten Proben durchgeführt. Dabei wurden 18 Fluoritproben aus dem Bayerischen Wald und dem Fichtelgebirge mittels (U-Th)/He-Geochronologie datiert. Sieben dieser Datierungen erwiesen sich aufgrund ihrer geringen Fehler als verlässlich. Die ermittelten Alter belegen hydrothermale Aktivitäten im Perm, im Jura und in der späten Kreide (Wauschkuhn et al. 2024). Der Vergleich und die Interpretation der Alter im Kontext der aufgenommenen struktureologischen Daten ermöglichen es, Korrelationen zwischen den Datierungen und aus der Erdgeschichte bekannten geologischen Ereignissen herzustellen. Dazu gehören zum Beispiel die großräumige postvariszische plattentektonische Umstrukturierung im Perm oder die in Zentraleuropa vorherrschende NE-SW-Konvergenz zwischen Europa und Afrika in der Späten Kreide (Kürschner & Schwenk 2024).

Von den geochronologischen Untersuchungen abgesehen, ist die zeitliche Einordnung der Aktivität von Störungen mit den bisher angewandten Methoden überwiegend nur anhand von Vergleichen mit den aus der Literatur bekannten Paläospannungsfeldern möglich. Dennoch deutet das Auftreten von nur in bestimmten Temperaturbereichen stabilen Mineralen auf Störungsflächen, wie Hellglimmer, Chlorit oder Tonmineralen, darauf hin, dass die ältesten Störungen bereits kurz nach der Entstehung der kristallinen Gesteine des Grundgebirges vor etwa 300 Millionen Jahren angelegt wurden (Kürschner 2024). Diese spätvariszischen Strukturen waren flächendeckend zu beobachten und bilden ein konjugiertes Flächenset aus sinistralen N-S und dextralen WNW-ESE streichenden Blattverschiebungen, welche aus einer Kompression mit (N)NW-(S)SE gerichteter maximaler Hauptspannung resultieren. Daneben existiert ein weiteres prominentes, konjugiertes Set aus dextralen N-S und sinistralen ENE-WSW streichenden Störungsflächen, welche ebenfalls flächendeckend auftreten. Das dazugehörige Spannungsfeld zeigt eine Einengung mit NE-SW orientierter Hauptspannung an und kann recht sicher dem Zeitraum Späte Kreide bis Paläogen zugeordnet werden, da diese Phase tektonischer Inversion aus den angrenzenden Deckgebirgseinheiten gut bekannt und belegt ist (Kürschner & Schwenk 2024). Der überwiegende Teil der variabel orientierten Störungen im Bereich des Bayerischen Waldes könnte hierbei mit den zwei genannten Spannungsfeldern assoziiert sein, wenn ausgeprägte Riedel-Schersysteme für die Anlage der beobachteten Störungen angenommen werden (Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024; Schwenk 2024).

Darüber hinaus wurde im Bayerischen Wald ein weiteres weitverbreitetes Flächenset angetroffen, welches das Resultat einer Kompression mit E(SE)-W(NW) gerichteter maximaler Hauptspannung ist (Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024; Schwenk 2024). Hinsichtlich dessen zeitlicher Einordnung besteht jedoch noch keine Klarheit, insbesondere weil dieses Spannungsfeld in Mitteleuropa bisher kaum beschrieben und untersucht worden ist. Wiederkehrende extensive Phasen machen zudem eine Zuordnung von Abschiebungen zu bestimmten Spannungsfeldern schwierig. Es ist jedoch zu vermuten, dass überregional bekannte Phasen der Extension in Mitteleuropa, zum Beispiel im Perm, in der Frühen Kreide oder auch im Känozoikum, auch das Grundgebirge Ostbayerns erfassten und dort zu abschiebenden Bewegungen entlang von Störungsflächen führten.

Des Weiteren konnte im gesamten Grundgebirge vielfach eine Reaktivierung von älteren Störungsflächen durch jüngere Bewegungen beobachtet werden. Dies macht deutlich, dass bestehende Trennflächen auch nach Jahrmillionen der Ruhe unter geändertem Stressfeld erneut reaktiviert werden können (Eberlei 2024; Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024; Schwenk 2024). Die beobachteten relativen Altersbeziehungen in der Störungsaktivität lassen sich weitgehend widerspruchsfrei mit den aus der Literatur bekannten (Paläo-)Stressfeldern korrelieren (Kürschner 2024; Schwenk 2024). Vor allem bei Störungen, die unter einer E(SE)-W(NW) orientierten Kompressionsrichtung aktiviert wurden, gibt es unpassende Altersbeziehungen (Kürschner 2024; Schwenk 2024). Dies deutet darauf hin, dass ein Paläostressfeld mit E(SE)-W(NW) orientierter Kompressionsrichtung nicht (nur?) im Perm, sondern auch im Zeitraum nach dem Jura existiert haben muss, wobei insbesondere das Tertiär infrage kommt.

Die heutige Oberflächenmorphologie wird stark vom Störungsinventar im Untergrund geprägt. Ein Vergleich von morphologischen Lineamenten im Bereich des Grundgebirges mit der Orientierung von Störungen zeigt vielfache Korrelationen in der Orientierung der Maxima. Vorhandene Unterschiede können sowohl auf eine mögliche Nichterfassung von Störungen, als auch darauf zurückgeführt werden, dass den erfassten Lineamenten teilweise eine nichttektonische Ursache zugrunde liegen kann (Hahn 2024). Außerdem ist davon auszugehen, dass vor allem große Störungszonen aufgrund erhöhter Erosionsanfälligkeit entlang von Talsohlen verlaufen, weshalb diese nicht aufgeschlossen sind und sich infolgedessen der in Aufschlüssen durchgeführten Störungsaufnahme entziehen. Dieser Effekt könnte ebenso größere Auf- oder Abschiebungen betreffen, die wesentlich zur Heraushebung oder Subsidenz bestimmter Blöcke beitragen, jedoch im vorliegenden Datensatz unterrepräsentiert sind (Kürschner 2024). In jedem Falle sind blockweise variierende, neogene Hebungen zu vermuten. Darauf weisen sowohl reliktsch erhaltene känozoische Sedimente als auch sprunghafte Änderungen in der Verbreitung, in der Mächtigkeit und im Höhenniveau von reliktsch erhaltenen tertiären Verwitterungsdecken hin (Eberlei 2024; Kroemer et al. 2024; Schwenk 2024).

Für das Fichtelgebirge konnte im Bereich des Kornberges bei Niederlamitz ein tektonisches Modell zur jüngeren Tektonik entwickelt werden. Dieses Modell ist in der Lage, die wesentlichen Beobachtungen aus Gelände und Datenauswertung schlüssig als Folge der NW-SE gerichteten Kompressionstektonik im Neogen zu erklären (Eberlei 2024).

Im Hinblick auf das heutige Spannungsfeld mit maximaler Hauptspannung in Richtung NW-SE bis N-S ist das Potential für eine Reaktivierung am höchsten bei den weitverbreiteten (W)NW-(E)SE und N(NE)-S(SW) streichenden Störungen (Eberlei 2024; Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024; Schwenk 2024).

Literaturverzeichnis

- Eberlei, T. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Fichtelgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 217–239, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Hahn, T. (2024): Lineamentanalyse im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 113–126, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kroemer, E.; Hahn, T. & Kübler, S. (2024): Morphogenetische Untersuchungen zur Neotektonik im Umfeld der Cham-Further Senke. – *Geologica Bavarica*, 130: 277–295, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kürschner, T. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Hinteren Bayerischen Wald. – *Geologica Bavarica*, 130: 190–216, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kürschner, T. & Schwenk, M. A. (2024): Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 127–143, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Methner, S. & Wauschkuhn, B. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im westlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, 130: 144–163, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Schwenk, M. A. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im östlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, 130: 164–189, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Wauschkuhn, B.; Dunkl, I. & von Eynatten, H. (2024): (U-Th)/He-Altersdatierungen und geochemische Analyse von Fluoriten aus Störungszonen im ostbayerischen Grundgebirge. – *Geologica Bavarica*, 130: 89–112, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

Vulkanismus in Nordbayern

Johann Rohrmüller & Fabian Kemner

1	Einleitung und geologischer Rahmen	243
2	Alter und Verbreitung vulkanischer Gesteine in Bayern	243
2.1	Vorspessart, Untermain, Odenwald	244
2.2	Bayerische Rhön	244
2.3	Heldburger Gangschar	244
2.4	Fränkische Schweiz	245
2.5	Fichtelgebirge und nördliche Oberpfalz	245
2.5.1	Tertiärer Vulkanismus	245
2.5.2	Quartärer Vulkanismus	247
3	Modelle zu den Ursachen des Vulkanismus	247
4	Zusammenfassung und Ausblick	249

1 Einleitung und geologischer Rahmen

Der Lavasee Gebirgsstein und der Parkstein gehören zu den schönsten Geotopen Bayerns (LfU 2011). Die wie ein abstraktes Kunstwerk wirkenden Basaltsäulen und deren meist hexagonale Querschnitte sind stille Zeugen einer scheinbar vergangenen Ära einer ausgedehnten vulkanischen Aktivität in Mitteleuropa. Der kontinentale känozoische Vulkanismus tritt in Zonen der Kontinente auf, deren Kruste durch ein komplexes Stressregime geprägt ist. Tiefreichende, bis in den oberen Erdmantel verfolgbare Spaltensysteme und Brüche dienen Schmelzen, die ihren Ursprung im kontinentalen Lithosphärenmantel in Tiefen von rund 80 km haben, als Aufstiegswege bis an die Erdoberfläche. Oberflächennahe Ausdrucksformen dieser Prozesse sind vielfältig: Sie reichen von unscheinbaren Gängen und Spaltenfüllungen über Lavadecken bis hin zu Vulkantrichtern und Vulkankegeln und deren einstigen Lavaseefüllungen wie am Parkstein und Gebirgsstein. Durch fortschreitende Erosion sind heutzutage oft nur noch Relikte dieser einst oft imposanten Ausdrucksformen erhalten.

2 Alter und Verbreitung vulkanischer Gesteine in Bayern

Die in Nordbayern auftretenden Vulkangesteine sind Teil der zentraleuropäischen vulkanischen Provinz. Letztere erstreckt sich vom Zentralmassiv in Frankreich im Westen über Mitteleuropa bis nach Polen im Osten. In Deutschland zählen dazu die Spuren der vulkanischen Aktivitäten im Kaiserstuhl, bei Hegau und Urach, sowie in den Regionen der Eifel, Siebengebirge, Westerwald, Niederhessische Senke, Vogelsberg, Rhön, Haßberge-Region, Fichtelgebirge und nördliche Oberpfalz sowie Vogtland, Erzgebirge und der Lausitz. Seit den 1970er Jahren konnten mittels K-Ar-Datierungen die Alter vulkanischer Gesteine bestimmt werden, ab den 90er Jahren wurden diese Ergebnisse mittels Ar-Ar-Datierungen noch genauer. Die ältesten bayerischen Vulkanite dieser Vulkanprovinz treten im Nordwesten Bayerns am Rand des Vorspessarts und des Odenwalds auf und wurden bereits in der Späten Kreide

vor ca. 83 bzw. 74 Millionen Jahren gefördert (Lippolt et al. 1975). Die Hauptphase der vulkanischen Aktivität war im Oligozän und Miozän. Das jüngste bayerische vulkanische Ereignis ist die Bildung des Maars Neualbenreuth vor ca. 300.000 Jahren (Rohrmüller et al. 2018) in der nördlichen Oberpfalz, das dem quartären Vulkanismus am Westrand des Egerer Becken zuzuordnen ist. Die Verbreitung und das Auftreten der nordbayerischen, meist alkali-basaltischen Vulkanite vom Untermain und Vorspessart über Rhön, Heldburger Gangschar, Fränkische Schweiz bis ins Fichtelgebirge und die nördliche Oberpfalz hängt im westlichen Teil mit der Tektonik des NNE-SSW streichenden Oberrheingrabens und in Nordostbayern mit der des NE-SW streichenden Egergrabens zusammen. In diesen Gräben, die als Folge von Extensionstektonik entstanden, bildeten sich noch im Tertiär mächtige Sedimentabfolgen, die sich noch heute über weite Bereiche der morphologischen Senken des nordöstlichen Oberpfälzer Waldes und südöstlichen Fichtelgebirges, aber auch anderen Teilen Nordbayerns erstrecken. Die Vorkommen vulkanischer Gesteine in Nordbayern, Probenlokationen, an denen die Alter der Vulkanite bestimmt wurden, die Vorkommen nachgewiesener Maare, sowie die tertiären Sedimentbecken sind in der Karte der Anlage 1 dargestellt.

Nachfolgend werden die nordbayerischen Vulkanite nach ihrer regionalen Verbreitung im Detail vorgestellt.

2.1 Vorspessart, Untermain, Odenwald

Der Vulkanismus in Nordwestbayern steht in Zusammenhang mit den tektonischen Aktivitäten im NNE-SSW streichenden Oberrheingraben. Im Gebiet des westlichen Vorspessarts, der Untermain-Ebene und des nordöstlichen Odenwalds existieren meist kleinere Vorkommen mit Gangfüllungen, effusive Tuffe und dem sogenannten „Untermain-Trapp“ bei Kahl-Alzenau. Die vorliegenden K-Ar-Altersdatierungen (Horn et al. 1972; Lippolt et al. 1975) belegen ein großes Aktivitätsspektrum von 83 bis 17 Millionen Jahren (Späte Kreide bis Miozän). Auch geochemisch zeigen diese Vulkanite ein breites Spektrum. Hauptsächlich sind alkalische Olivin-Nephelinite, Nephelin-Basanite und Basanite vertreten. Es existieren aber auch höher differenzierte Vulkanite mit dem Phonolithvorkommen in der Rückersbacher Schlucht. Beim „Untermain-Trapp“ handelt es sich um einen basaltischen Andesit (tholeiitischer Chemismus).

2.2 Bayerische Rhön

Die Vulkanite der Rhön schließen im Osten an den Vogelsberg an. Es handelt sich meist um Schlotfüllungen, Schlotbrekzien und Gangfüllungen, die durch die Erosion freigelegt wurden. Die vulkanische Aktivität in der Rhön erfolgte im Zeitraum spätes Oligozän bis mittleres Miozän vor ca. 25 bis 11 Millionen Jahren (K-Ar-Datierungen: Lippolt 1982). Die vulkanische Hauptaktivität endete vor 18 Millionen Jahren. Argon-Argon-Datierungen durch Pfänder (2011) von drei Vulkanitvorkommen aus der bayerischen Rhön lieferten Altersdaten von ca. 22 bis 17 Millionen Jahren. Geochemisch handelt es sich bei den Vulkaniten der Rhön nach Neumeier (1996) meist um alkalibasaltische Vulkanite (Olivin-Basalte, Alkali-Olivin-Basalte, Nephelin-Basanite und Olivin-Nephelinite). Höher differenzierte Vulkanite wie Phonolithe sind weniger vertreten. Ehrenberg et al. (1992) ordnen die vulkanischen Gesteine der Rhön der Alkalibasalt-Trachyt-Phonolith-Assoziation zu. Untergeordnet kommen basaltische Andesite und Basalte vor.

2.3 Heldburger Gangschar

Die Vulkanite der Heldburger Gangschar treten meist als Gangvorkommen auf und zeigen ein dominierendes NNE-SSW-Streichen. Durch die Erosion freigelegte Basaltschlote und Schlotbrekzien sowie Tuffe existieren selten. Der bayerische Anteil der Heldburger Gangschar ist auf die östliche Grabfeldregion und die nordwestlichen Haßberge verteilt. Die vulkanische Aktivität bei der Heldburger Gangschar erfolgte im Zeitraum zwischen 38 (bzw. 41,6; Probe HEB3, Alter unbestätigt; Lippolt pers. Komm. in

Pohl & Soffel 1977) und 13 Millionen Jahren. Die erste Hauptaktivitätsphase mit Nepheliniten und Melilithiten vollzog sich zwischen 38 und 25 Millionen Jahren, die zweite zwischen 18 und 13 Millionen Jahren mit Basaniten und Trachybasalten (Pfänder et al. 2018). Die Vulkanite der Heldburger Gangschar besitzen einen alkalibasaltischen Chemismus (Tanyeri 2006). Es handelt sich um Alkali-Olivin-Basalte, Nephelin-Basanite, Olivin-Nephelinite und Olivin-Melilith-Nephelinite sowie untergeordnet um Phonolithe. Südwestlich Rügheim existieren Mofetten mit CO₂-Entgasungen (Büttner 1989).

2.4 Fränkische Schweiz

Zwischen der Heldburger Gangschar und der Fichtelgebirgsregion sind in der Fränkischen Schweiz bei Unterleinleiter-Burggrub und bei Bohnberg südöstlich von Lichtenfels sowie bei Veitlahm nordwestlich von Kulmbach weitere Vulkanitvorkommen aufgeschlossen. Es handelt sich um alkalibasaltische Vulkanite (Huckenholz & Werner 1990). Bei dem NNE-SSW streichenden Gangvorkommen bei Burggrub handelt es sich um Olivin-Melilith-Nephelinite mit einem K-Ar-Alter von ca. 31 Millionen Jahren (Lippolt 1982). Der Olivin-Melilith-Nephelinit von Veitlahm besitzt ein K-Ar-Alter von ca. 27 Millionen Jahren (Lippolt pers. Komm. in Pohl & Soffel 1977).

2.5 Fichtelgebirge und nördliche Oberpfalz

2.5.1 Tertiärer Vulkanismus

Die Vulkanitvorkommen des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz sind tektonisch betrachtet dem Südwestteil der tertiären NE-SW streichenden Egergraben-Struktur zuzuordnen. Die Vulkanite treten sowohl im Grundgebirge als auch westlich der Fränkischen Linie im sogenannten permomesozoischen Bruchschollenland auf. Strukturell betrachtet liegen die Vorkommen in dieser Region mitunter auf NE-SW und N-S streichenden linearen Strukturen (Abb. 2).

Die steilstehenden Bruchstörungen des Eger-Rifts ermöglichten den Gesteinsschmelzen einen raschen Aufstieg zur Erdoberfläche. Die Vulkanregion besteht aus einer Vielzahl von Eruptionszentren. Neben durch die Erosion freigelegten Förderschloten (Abb. 1) und Vulkankratern mit ihren Füllungen (Abb. 3) existieren Reste von Basaltdecken, Tuffgebiete und mit Sedimenten gefüllte Maare.



Abb. 1:
Der herauspräparierte Förderschlot des Rauhen Kulms mit dem ihn umgebenden Basalt-Blockmeer ragt prominent über die umgebende Landschaft.

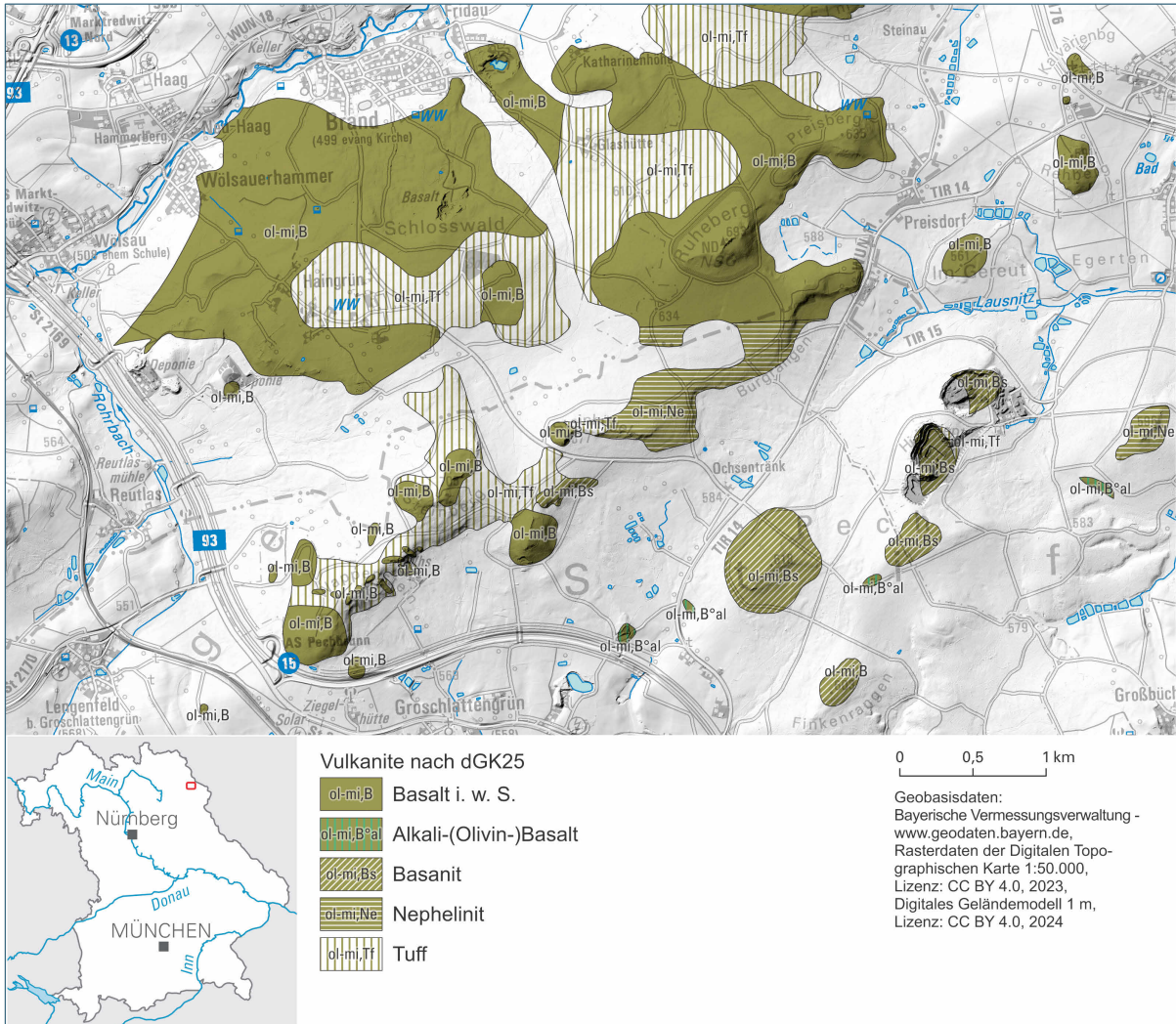


Abb. 2: Höhenzüge aus Vulkaniten entlang NE-SW verlaufender Strukturen zwischen Preisberg und Pechbrunn; Flächen nach digitaler Geologischer Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25), LfU (2024).



Abb. 3: Steinbruch Hirschen-tanz: links: Basaltsäulen des ehemaligen Lava-Sees, rechts unten: alteriertes Grundgebirge; rechts oben: Pyroklastika und Schlacken. Das Foto stammt von 2014. Heute sind die Basaltsäulen bis auf ein dünnes Gerippe bis zum Nebengestein vollständig abgebaut.

Durch Forschungsbohrungen wurden drei tertiäre Maare erkundet, die im frühen Miozän bzw. im Grenzbereich Oligozän-Miozän gebildet wurden (Rohrmüller 2003; Untersuchungsberichte Lenz 2021, 2023). Im Grundgebirgsbereich sind teilweise alte, tiefgründig verwitterte Landoberflächen unter vulkanischen Gesteinen erhalten. Die vulkanische Aktivität im Tertiär erfolgte im Oligozän und Miozän im Zeitraum von ca. 29 bis 15 Millionen Jahren (K-Ar-Datierungen: Todt & Lippolt 1975, Rohrmüller et al. 2005; Ar-Ar-Datierung: Pfänder 2011). Es handelt sich um alkalibasaltische Vulkanite mit Alkali-Olivin-Basalten, Nephelin-Basaniten, Olivin-Nepheliniten und Olivin-Melilith-Nepheliniten. Im Grundgebirgsbereich dieser Vulkanregion existieren CO₂ führende und teilweise Helium führende Mineralquellen.

2.5.2 Quartärer Vulkanismus

Neben diesem tertiären Vulkanismus existieren im westlichen Egergrabenbereich, am Westrand des Egerer Becken (Cheb Becken) auch quartäre Vulkanite mit dem Kammerbühl (Komorní hůrka) bei Franzensbad und dem Schlackenkegel Eisenbühl (Železná hůrka) nördlich von Bad Neualbenreuth, dessen Alter bei 0,3 Millionen Jahren liegt (Rohrmüller et al. 2018), sowie dem Maar Mýtina (Mrlina et al. 2009). Südöstlich von Bad Neualbenreuth wurde 2015 durch eine LfU-Forschungsbohrung das Maar Neualbenreuth erkundet. In der knapp hundert Meter tiefen Bohrung wurden feinelaminierte Seesedimente erbohrt (Abb. 4 links).

Der vulkanische Explosionskrater entstand vor etwa 0,3 Millionen Jahren (Rohrmüller et al. 2018). Das Maar Mýtina, der Schlackenkegel Eisenbühl (Železná hůrka) und das Maar Neualbenreuth liegen auf einer NW-SE streichenden Störungsstruktur (Tachov-Störung).



Abb. 4:
links: Quartäre fein laminierte Seesedimente aus der Forschungsbohrung Neualbenreuth, Kernmeter 82,46–82,71 m.

rechts: Im Vergleich dazu tertiäre Seesedimente aus der Forschungsbohrung Bärnau (Maar Bärnau), Kernmeter 99,23–99,44 m.

3 Modelle zu den Ursachen des Vulkanismus

Schon viele Autoren haben sich mit den Ursachen des känozoischen Vulkanismus in Zentraleuropa beschäftigt und es existieren sehr unterschiedliche Vorstellungen und Modelle zu diesem Thema.

Einen sehr guten Überblick über die einzelnen Modelle und die verfügbare Literatur geben Schreiber & Jentzsch (2021) in ihrer Studie „Vulkanische Gefährdung in Deutschland“.

Da diese Studie den aktuellen Kenntnisstand sehr gut widerspiegelt, zitieren wir im Folgenden einen sehr umfassenden Abschnitt aus dieser Arbeit:

„Ein Modell beschreibt das Aufschmelzen der Asthenosphäre in Verbindung mit aus dem tieferen Mantel aufsteigenden Plumes (Buikin et al. 2005; Goes et al. 2000; Hoernle et al. 1995; Ritter et al. 2001). Alternativ wird ein passives Aufsteigen der Asthenosphäre in Verbindung mit einer Ausdünnung der Lithosphäre (Rifting-Prozesse) gesehen. Begleitend zum Aufstieg erfolgt eine Druckabnahme im Mantelgestein, die in höheren Positionen zur partiellen Schmelzbildung führt. Diesen Ansatz verfolgen Kolb et al. (2012) für das Siebengebirge, wobei sie eine Verbindung zur Rheingraben-Taphrogenese ziehen. Andere Autoren sehen die mitteleuropäische Kruste durch die Alpenbildung beeinflusst, während derer es zu flexurartigen Verbiegungen der Kruste gekommen sein soll. Hiermit verbundene Dehnung soll zu kleinräumigem (fingerartigen), diapirischem Aufstieg heißerer Mantelzonen (Plumelets) geführt haben, die als Quelle der Schmelzbildung dienen (Wilson & Downes 1991; Haase & Renno 2008). Haase et al. (2004) schließen aus petrologischen Daten an Vulkaniten des Westerwaldes, dass die Schmelzbildung in einem plumeartigen Mantelbereich infolge einer 100 °C höheren Temperatur im Vergleich zum umgebenden Gestein erfolgt ist.

[...]

Conrad et al. (2011) gehen davon aus, dass für den Intraplattenvulkanismus die Mantelkonvektion eine entscheidende Rolle spielt. Durch sie sollen in der Asthenosphäre Schmelzen entstehen, die auf Scherprozesse während des Fließvorgangs zurückgeführt werden. Andere Einflüsse seien dagegen nachrangig anzusehen. Darüber hinaus gibt es einzelne Studien, anhand derer ein metasomatisch überprägter, lithosphärischer Mantel der Ursprungsort der känozoischen Magmen ist (Blusztajn & Hegner 2002; Gallagher & Hawkesworth 1992; Hegner et al. 1995; Jung et al. 2005; Pilet et al. 2008)

[...]

Insgesamt sind nach Merle & Michon (2001) sowie Bourgeois et al. (2007) die Dehnung der Lithosphäre im Vorland der Alpen zu gering und die känozoischen Grabenstrukturen nur schwach magmatisch entwickelt, als dass dies die Hauptursache für die Entstehung der Schmelzen sein kann. Die Bildung der Magmen im Mantel erforderte entweder eine anomal heiße oder eine an Volatilen reiche Mantelquelle. Nach Lustrino & Wilson (2007) können die Vulkanfelder am ehesten durch diapirartige Mantelinstabilitäten erklärt werden, die kleinräumiger sind (Fingerartig) als die im Gegensatz aus größeren Tiefen aufsteigenden Mantel Plumes.“

Einen neuen Ansatz zur Erklärung der ausgedehnten vulkanischen Tätigkeit und der Orientierung der innerkrustalen Stressfelder und deren zeitliche Veränderung zeigen Friedrich et al. (2024).

Nach Schreiber & Jentzsch (2021) sind die tertiären Vulkangebiete direkte Vorläufer der quartären Vulkanfelder, die sich räumlich überlappen.

Diese Vulkanfelder sind Oberflächenexpressionen tieferreichender Bruchzonen in der Erdkruste (syntektonische magmatische Aktivität). Daher können aus den Altern verschiedener vulkanischer Gesteine in den Brüchen einzelne Zeiträume tektonischer Aktivität direkt belegt werden. Rezente CO₂ führende und teilweise Mantel-Helium führende Mineralquellen (Weinlich et al. 2003) im Bereich des nordbayerischen Vulkangürtels stehen im direkten Zusammenhang mit dem Vulkanismus. Auch sie belegen tiefreichende bis in den oberen Lithosphärenmantel reichende Bruchzonen und Wegsamkeiten.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Im nordbayerischen Vulkangürtel existieren effusive Bildungen mit Lavadecken, ehemalige Kraterfüllungen und Auswurfmassen sowie durch die Verwitterung herauspräparierte Schlotfüllungen, Schlotbrekzien und Gangfüllungen, ferner sedimentgefüllte Maare sowie Säuerlinge und Mofetten.



Abb. 5:
Olivin-Knolle in Basalt
aus einem Basaltvor-
kommen bei Schindel-
lohe südwestlich Wal-
dershof.

Bei den Vulkaniten handelt es sich je nach Partialschmelzbildung im Erdmantel meist um verschiedene alkalibasaltische Varietäten wie Olivin-Basalte, Alkali-Olivin-Basalte, Nephelin-Basanite, Olivin-Nephelinite und Olivin-Melilith-Nephelinite. Die Vulkanite führen mitunter Xenolithe aus dem Mantel (sog. Olivin-Knollen, siehe Abb. 5). Daneben treten untergeordnet auch Trachy-Basalte, basaltische Andesite, aber auch höher differenzierte Vulkanite wie Trachy-Andesite und Phonolithe auf (Neumeier 1996; Tanyeri 2006). Im TAS-Diagramm nach Le Bas et al. (1986) ist die geochemische Streubreite der Vulkanite der Rhön, der Heldburger Gangschar und der Fichtelgebirgszone dargestellt (Abb. 6).

Die heute anzutreffenden Oberflächenformen wie Basaltdecken, Schlackenkegel und Maare, aber auch pyroklastische und vulkaniklastische Ablagerungen geben Hinweise darauf, dass die Paläooberfläche zur Zeit der Bildung der vulkanischen Gesteine auf einem Niveau lag wie heute, in diesen Gebieten seit der Bildung also kaum Abtragung stattfand. Im Gegensatz dazu zeigen herauspräparierte Schlotfüllungen oder auch Anschnitte von Basaltgängen, dass die Paläooberfläche zur Zeit des aktiven Vulkanismus auf einem deutlich höheren Landschaftsniveau gelegen haben muss wie beispielsweise im Gebiet des Bruchschollenlands in Nordostbayern. So lassen sich indirekt über das Bildungsalter der Gesteine die Hebungs- und Erosionsraten der näheren Umgebung rekonstruieren.

Neben den sehr auffälligen vulkanischen Landschaftsformen und Strukturen wie dem Rauhen Kulm und dem Parkstein im Grundgebirgsvorland in Nordostbayern oder dem Bramberg in den Haßbergen sowie den Kuppen in der Rhön ist der Vulkanismus in Bayern auch durch sehr unauffällige Vorkommen gekennzeichnet. Die uns heute – durch aufwendige geophysikalische Messmethoden und Bohrungen – bekannten, nur reliktsch erhaltenen Maar-Strukturen bleiben dem Auge in der Regel verschlossen. Es kann davon ausgegangen werden, dass in den kommenden Jahren und Jahrzehnten

durch geophysikalische Methoden, wie Aerogeophysik (z. B. Magnetik, Radiometrie), aber auch klassische geophysikalische Messkampagnen am Boden, noch viele weitere Vulkanismus-Zeugen gefunden werden können, insbesondere erloschene Maare, aber auch größere subvulkanische Gangstrukturen, wie jüngst ein Fund an der tschechischen Grenze zeigte (Mrlina & Beranek 2023).

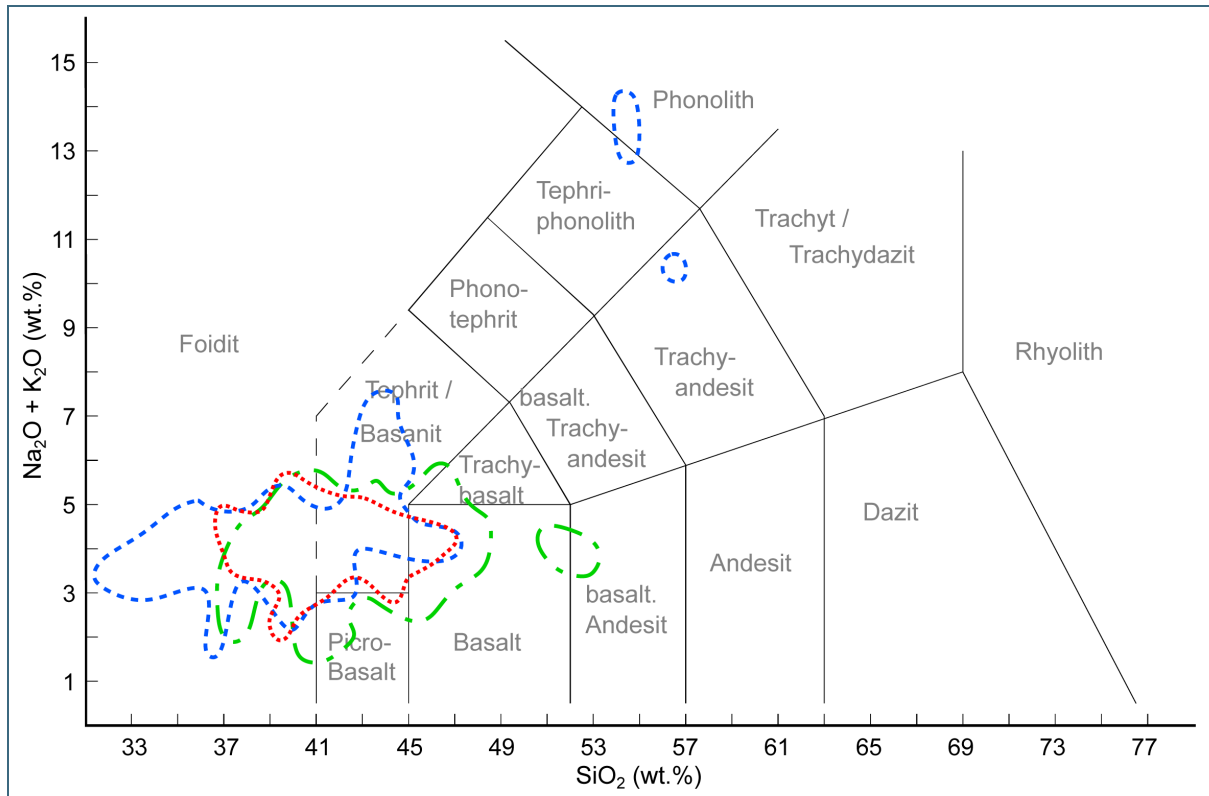


Abb. 6: Klassifikation der Vulkanite der Rhön (grüne Strich-Punkt-Linien), der Fichtelgebirgszone (rot-gepunktete Linie) und der Heldburger Gangschar (blau-gestrichelte Linien) im TAS-Diagramm nach Le Bas et al. (1986). Daten aus Neumeier (1996) und Tanyeri (2006).

Sowohl der westliche Bereich des Eger-Rifts im Grenzbereich Deutschland-Tschechien als auch die Eifel-Region sind Gegenstand aktuell laufender Forschung zum Thema vulkanische Gefährdung in Deutschland (z. B. das Projekt [Drilling The Eger Rift](#) (International Continental Scientific Drilling Program (ICDP)) oder das Projekt [Vulkanseismologisches Experiment in der Eifel](#) (Deutsches GeoForschungszentrum GFZ)).

Literaturverzeichnis

Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500 000. 4. Auflage, München.

Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2011): Hundert Meisterwerke. Die schönsten Geotope Bayerns: 288 S., Augsburg.

Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2024): Digitale Geologische Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25), Augsburg (Stand: 09/2024).

Blusztajn, J. & Hegner, E. (2002): Osmium isotopic systematics of melilitites from the Tertiary Central European Volcanic Province in SW Germany. – *Chemical Geology*, 189: 91–103.

- Bourgeois, O.; Ford, M.; Diraison, M.; Le Carlier de Veslud, C.; Gerbault, M.; Pik, R.; Ruby, N. & Bonnet, S. (2007): Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. – *International Journal of Earth Sciences*, 96 (6): 1003–1031.
- Buikin, A.; Trieloff, M.; Hopp, J.; Althaus, T.; Korochantseva, E.; Schwarz, W. & Altherr, R. (2005): Noble gas isotopes suggest deep mantle plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe. – *Earth and Planetary Science Letters*, 230: 143–162.
- Büttner, G. (1989): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5928 Obertheres: 164 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Conrad, C. P.; Bianco, T. A.; Smith, E. I. & Wessel, P. (2011): Patterns of intraplate volcanism controlled by asthenospheric shear. – *Nature Geoscience*, 4 (5): 317–321.
- Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ [Hrsg.]: Vulkaneismologisches Experiment in der Eifel, www.gfz-potsdam.de/sektion/erdbeben-und-vulkanphysik/projekte/eifel-vulkaneismologisches-experiment (Abruf am 10.06.2024).
- Ehrenberg, K.-H.; Hicketier, H.; Rosenberg, F.; Strecker, G.; Susic, M. & Wenzel, G. (1992): Neue Ergebnisse zum tertiären Vulkanismus der Rhön (Wasserkuppenrhön und Kuppenrhön). – *Beihefte zum European Journal of Mineralogy*, 4 (2): 47–102.
- Friedrich, A. M.; Rieger, S. M.; Stotz, I. L.; Kahle, B.; Kübler, S. & Bunge, H.-P. (2024): Über die Bedeutung moderner geodynamischer Theorien im Licht der Intraplatten-Tektonik des Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, 130: 6–34, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Gallagher, K. & Hawkesworth, C. (1992): Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. – *Nature*, 358 (6381): 57–59.
- GLA siehe Bayerisches Geologisches Landesamt
- Goes, S.; Govers, R. & Vacher, P. (2000): Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105 (B5): 11153–11169.
- Haase, K. M.; Goldschmidt, B. & Garbe-Schönberg, C.-D. (2004): Petrogenesis of Tertiary Continental Intra-plate Lavas from the Westerwald Region, Germany. – *Journal of Petrology*, 45 (5): 883–905.
- Haase, K. M. & Renno, A. D. (2008): Variation of magma generation and mantle sources during continental rifting observed in Cenozoic lavas from the Eger Rift, Central Europe. – *Chemical Geology*, 257 (3-4): 192–202.
- Hegner, E.; Walter, H. J. & Satir, M. (1995): Pb-Sr-Nd isotopic compositions and trace element geochemistry of megacrysts and melilitites from the Tertiary Urach volcanic field: source composition of small volume melts under SW Germany. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122: 322–335.
- Hoernle, K.; Zhang, Y.-S. & Graham, D. (1995): Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. – *Nature*, 374: 34–39.
- Horn, P.; Lippolt, H. J. & Todt, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens - I. Gesamtgesteinsalter. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 65/1: 131–156.
- Huckenholz, H. G. & Werner, C. D. (1990): Die tertiären Vulkanite der Heldburger Gangschar (Bayerisch-thüringisches Grabfeld). – *Beihefte zum European Journal of Mineralogy*, 2 (2): 1–42.
- International Continental Scientific Drilling Program (ICDP) [Hrsg.]: Drilling the Eger Rift: Magmatic fluids driving the earthquake swarms and the deep biosphere (EGER), www.icdp-online.org/projects/by-continent/europe/eger-czech-republic (Abruf am 05.06.2024).

- Jung, S.; Pfänder, J. A.; Brüggemann, G. & Stracke, A. (2005): Sources of primitive alkaline volcanic rocks from the Central European Volcanic Province (Rhön, Germany) inferred from Hf, Os and Pb isotopes. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150 (5): 546–559.
- Kolb, M.; Paulick, H.; Kirchenbaur, M. & Münker, C. (2012): Petrogenesis of Mafic to Felsic Lavas from the Oligocene Siebengebirge Volcanic Field (Germany): Implications for the Origin of Intracontinental Volcanism in Central Europe. – *Journal of Petrology*, 53 (11): 2349–2379.
- Le Bas, M. J. L.; Maitre, R. W. L.; Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986): A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. – *Journal of Petrology*, 27 (3): 745–750.
- Lenz, O. (2021): Bericht zu den biostratigraphischen Untersuchungen von Proben aus der Forschungsbohrung Bärnau (Landkreis Tischenreuth) unter Berücksichtigung von Proben aus Bohrungen bei Rohrloh und dem tschechischen Zary-Maar: 23 S., Technische Universität Darmstadt, Darmstadt.
- Lenz, O. (2023): Bericht zu den biostratigraphischen Untersuchungen von Proben aus der Forschungsbohrung Rohrloh 2022: 28 S., Technische Universität Darmstadt, Darmstadt.
- LfU siehe Bayerisches Landesamt für Umwelt
- Lippolt, H. J. (1982): K/Ar age determinations and the correlation of Tertiary volcanic activity in Central Europe. – *Geologisches Jahrbuch*, 52: 113–135.
- Lippolt, H. J.; Baranyi, I. & Todt, W. (1975): Die Kalium-Argon-Alter der post-permischen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens. – *Aufschluss, Sonderband 27*: 205–212.
- Lustrino, M. & Wilson, M. (2007): The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. – *Earth-Science Reviews*, 81 (1-2): 1–65.
- Merle, O. & Michon, L. (2001): The formation of the West European Rift: a new model as exemplified by the Massif Central area. – *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172 (2): 213–221.
- Mrlina, J. & Beranek, R. (2023): Gravity and magnetic survey of two basalt outcrops, Buchwald, NE Bavaria, Germany: 12 S., Institute of Geophysics CAS, Prague, Czech Republic.
- Mrlina, J.; Kämpf, H.; Kroner, C.; Mingram, J.; Stebich, M.; Brauer, A.; Geissler, W. H.; Kallmeyer, J.; Matthes, H. & Seidl, M. (2009): Discovery of the first Quaternary maar in the Bohemian Massif, Central Europe, based on combined geophysical and geological surveys. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182 (1-2): 97–112.
- Neumeier, G. (1996): Geochemie und Petrologie alkalibasaltischer Vulkanite aus dem bayerischen Teil der Rhön und benachbarter Bundesländer (Hessen, Thüringen). – *Münchner Geologische Hefte, Reihe A*, 20: 114 S.
- Pfänder, J. A. (2011): Datierung von Vulkaniten aus Oberfranken: 32 S., TU Freiberg, Freiberg.
- Pfänder, J. A.; Jung, S.; Klügel, A.; Münker, C.; Romer, R. L.; Sperner, B. & Rohrmüller, J. (2018): Recurrent Local Melting of Metasomatized Lithospheric Mantle in Response to Continental Rifting: Constraints from Basanites and Nephelinites/Melilitites from SE Germany. – *Journal of Petrology*, 59 (4): 667–694.
- Pilet, S.; Baker, M. B. & Stolper, E. M. (2008): Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. – *Science*, 320 (5878): 916–919.
- Pohl, J. & Soffel, H. (1977): Palaeomagnetic and Rock Magnetic Investigations of Tertiary Volcanics in Northern Bavaria. – *Journal of Geophysics*, 42: 459–474.

- Ritter, J. R.; Jordan, M.; Christensen, U. R. & Achauer, U. (2001): A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. – *Earth and Planetary Science Letters*, 186 (1): 7–14.
- Rohrmüller, J. (2003): Die Forschungsbohrung Bayerhof – die Erkundung eines tertiären Maars im Steinwald, Oberpfalz (NE-Bayern). – *Geologica Bavarica*, 107: 215–220, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Rohrmüller, J.; Horn, P.; Peterek, A. & Teipel, U. (2005): Specification of the Excursion Stops First day: Geology and structure of the lithosphere. In: Koch, R. & Röhling, H.-G. [Hrsg.]: *GeoErlangen 2005: System Earth - Biosphere Coupling/Regional Geology of Central Europe*. September 24-29, 2005 Erlangen, Germany. – *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 40: 46–50.
- Rohrmüller, J.; Kämpf, H.; Geiß, E.; Großmann, J.; Grun, I.; Mingram, J.; Mrlina, J.; Plessen, B.; Stebich, M.; Veress, C.; Wendt, A. & Nowaczyk, N. (2018): Reconnaissance study of an inferred Quaternary maar structure in the western part of the Bohemian Massif near Neualbenreuth, NE-Bavaria (Germany). – *International Journal of Earth Sciences*, 107: 1381–1405.
- Schreiber, U. & Jentzsch, G. (2021): Vulkanische Gefährdung in Deutschland. Bewertung möglicher vulkanischer Aktivitäten der nächsten 1 Million Jahre in Deutschland inklusive Festlegung der Gebiete mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit in diesem Zeitraum: 132 S.
- Tanyeri, J. (2006): Geochemische Untersuchungen der tertiären Vulkanite der Hocheifel, der Heldburger Gangschar und der Fichtelgebirgszone. – Dissertation: 191 S., Ludwig-Maximilians-Universität München, München.
- Todt, W. & Lippolt, H. J. (1975): K-Ar-Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtung - I. Oberpfalz und Oberfranken. – *Journal of Geophysics*, 41: 43–61.
- Weinlich, F. H.; Bräuer, K.; Kämpf, H.; Strauch, G.; Tesář, J. & Weise, S. M. (2003): Geochemistry and distribution of spring gases and the tectonic structure of the Eger Rift in Oberpfalz and Oberfranken, Bavaria. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 154 (1): 67–83.
- Wilson, M. & Downes, H. (1991): Tertiary–Quaternary Extension-Related Alkaline Magmatism in Western and Central Europe. – *Journal of Petrology*, 32 (4): 811–849.

Bildrechte

LfU: Abb. 1, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5, Abb. 6

Anlagen

Anlage 1 „Vulkanitvorkommen in Nordbayern“

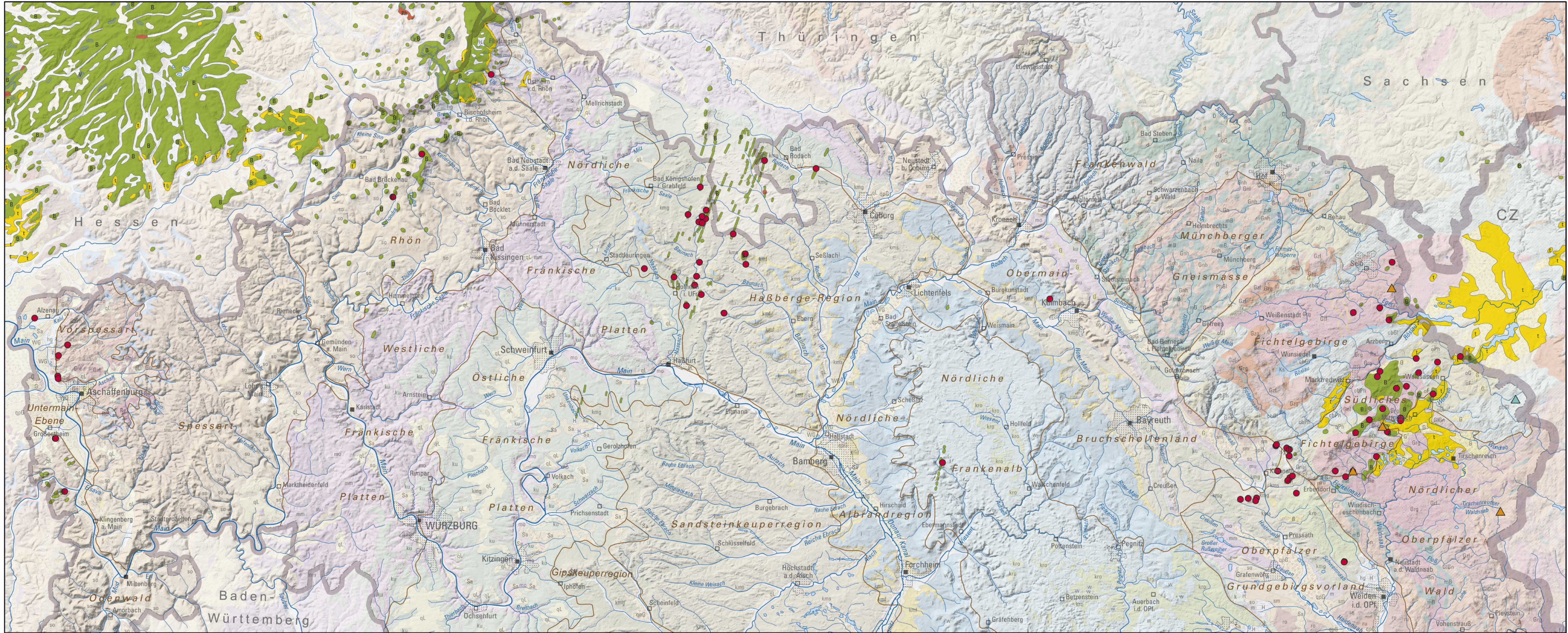
In der Karte sind Vorkommen vulkanischer Gesteine und tertiärer Sedimente mit einem Buffer von 50 m auf Basis der geologischen Karte 1:500°000 (GLA 1996) dargestellt. Nachgewiesene Maare sind als Pyramiden dargestellt. Uns bekannte Vulkanitproben mit Datierungen von Horn et al. (1972), Lippolt et al. (1975), Todt & Lippolt (1975), Pohl & Soffel (1977), Rohrmüller et al. (2005), Pfänder (2011) und Pfänder et al. (2018) sind als rote Punkte dargestellt. Diese sind auch in Anlage 2 zu finden.

Siehe Seite 255

Anlage 2 „Zusammenstellung von Datierungen vulkanischer Gesteine in Nordbayern“

(1) Horn et al. (1972), (2) Lippolt et al. (1975), (3) Todt & Lippolt (1975), (4) Pohl & Soffel (1977), (5) Rohrmüller et al. (2005), (6) Pfänder (2011), (7) Pfänder et al. (2018); Kursive Zahlen: unbestätigte Alter (Lippolt pers. Kommunikation in (4)); *: Durchschnittsalter aus Bayerhof, Altes Schloss und Siegritz

Siehe Seite 256



- | | | | | |
|-----------|----------------------------|-------------------------|-------------|-------------------------------|
| B | Basalt im weiteren Sinne | Probenlokationen | Rhön | Geologische Region |
| t | Tertiär-Ablagerungen | ● | ● | Vulkanitprobe, datiert |
| Ph | Phonolith, Trachyt | ■ | ■ | Nachgewiesene Maar-Strukturen |
| V | Vulkaniklastisches Gestein | ▲ | ▲ | Quartäres Maar |
| | | ▲ | ▲ | Tertiäres Maar |
| | | ■ | ■ | Regierungssitz |
| | | ■ | ■ | Kreisverwaltungssitz |
| | | □ | □ | Sonstiger Ort |

Maßstab: 1:500.000



Anlage 2: Zusammenstellung von Datierungen vulkanischer Gesteine in Nordbayern

Region	Alter (Ma)	Fehler (Ma)	Methode	Referenz	Name / Lokalität
Fichtelgebirge	14,6	0,6	K-Ar	5	Neuhaus a. d. Eger, ehemaliger Steinbruch
	18,7	1,9	K-Ar	5	Suhllache, ehemaliger Abbau
	20	1	K-Ar	5	Längenau, ehemaliger Steinbruch
	21,4	1,1	K-Ar	3	Großer Teichelberg
	21,8	0,8	K-Ar	5	Thierstein, Sportplatz
	22,5	0,8	K-Ar	5	Kappel, S Münchenreuth, ehemaliger Steinbruch
	22,5	0,8	K-Ar	5	Bayerhof (Durchschnittsalter*)
	22,5	0,8	K-Ar	5	Altes Schloss (Durchschnittsalter*)
	22,5	0,8	K-Ar	5	E Siegritz (Durchschnittsalter*)
	22,8	1,8	K-Ar	3	Reichsforst bei Brandt/Nord
	22,9	1	K-Ar	3	Reichsforst bei Brandt/Süd
	23	1,3	K-Ar	3	Steinberg bei Hohenberg
	23,3	0,9	K-Ar	5	Grünmühle
	23,4	0,8	K-Ar	5	Konnsberg, Konnersreuth, ehemaliger Steinbruch
	24	0,8	K-Ar	5	Triebendorf, ehemaliger Steinbruch
	24	1,2	K-Ar	5	Plößberg, ehemaliger Steinbruch
	24,3	1,2	K-Ar	5	Oberteich 2, Forschungsbohrung: Kerntiefe 7m
	24,8	1	K-Ar	5	Steinmühle, ehemaliger Steinbruch
	25	0,8	K-Ar	5	Passbühl, Muckenthal, Felsen
	25,9	1	Ar-Ar	6	Egerteich
26	1,2	K-Ar	5	Sattlerin, Forschungsbohrung: Kerntiefe 21,4m	
26,3	0,8	K-Ar	5	Hirschentanz, Steinbruch I: vertikale Säulen	
26,7	0,8	K-Ar	5	Hirschentanz, Steinbruch II: kleine subhoriz. Säulen	
29,1	1,4	K-Ar	5	Oberteich 1, Forschungsbohrung: Kerntiefe 101m	
Grundgebirgs- vorland	20,8	0,7	K-Ar	3	Schloßberg bei Waldeck
	22,1	0,7	K-Ar	3	Galgenberg bei Waldeck
	22,6	0,6	K-Ar	3	Kusch SW Waldeck
	23,3	0,9	K-Ar	3	Armesberg
	19,2	0,9	K-Ar	3	Kuschberg bei Atzmansberg
	20,2	0,9	K-Ar	3	Küh-Hübel bei Weha
	20,5	0,6	K-Ar	3	Lerchenbühl bei Weha
	20,7	1,2	K-Ar	3	Aigner Kuppe-Süd
	20,7	0,8	K-Ar	3	Rauher Kulm bei Neustadt
	21,9	0,7	K-Ar	3	Kleiner Kulm bei Neustadt
	22,3	0,9	K-Ar	5	Parkstein 2, Mitte, Meiler
	22,3	0,8	K-Ar	3	Anzenberg bei Kernath
	22,9	1,2	K-Ar	3	Aigner Kuppe-Nord, Lesestein
	23,2	2,5	K-Ar	3	Aigner Kuppe-Nord
	23,8	1,1	K-Ar	3	Parkstein
	24,9	1	K-Ar	5	Parkstein 1, West, horizontale Säulen
	25,6	1	K-Ar	5	Zinster Kuppe, ehemaliger Steinbruch
28,8	1,8	K-Ar	3	Steinwitzhügel bei Wunschenberg	

Region	Alter (Ma)	Fehler (Ma)	Methode	Referenz	Name / Lokalität
Heldburger Gangschar	13,1	0,2	Ar-Ar	7	Zeilberg/Maiberg
	14,1	0,1	Ar-Ar	7	Zimmerau
	14,8	0,1	Ar-Ar	7	Langer Grund
	15,1	0,1	Ar-Ar	7	Voccawind
	16	n.b.	K-Ar	4	HEB2 - Steinbruch am Zeilberg
	17,1	0,5	Ar-Ar	7	Bramberg
	17,5	0,2	Ar-Ar	7	E Alsleben
	17,7	0,2	Ar-Ar	7	Rehsalm
	24	n.b.	K-Ar	4	HEB1 - S Großwalbur
	25,4	0,4	Ar-Ar	7	Wolfshügel
	26,9	n.b.	K-Ar	4	HEB8 - NW Kulmbach
	29,5	0,2	Ar-Ar	7	Schwanhausen
	29,9	1,8	Ar-Ar	7	Zimmerau
	30,6	0,3	Ar-Ar	7	Baunach
	30,8	n.b.	K-Ar	4	Oberleinleiter
	31,9	0,2	Ar-Ar	7	Manau
	33,1	0,2	Ar-Ar	7	Fuchslöcher
	33,1	0,6	Ar-Ar	7	Schwanhausen
	33,1	1,5	Ar-Ar	7	Schweinshaupten
	34,5	3,1	Ar-Ar	7	Schwanhauen
37,1	3,2	Ar-Ar	7	Zimmerau	
38	0,2	Ar-Ar	7	Nassach	
41,6	n.b.	K-Ar	4	HEB3 - Langer Berg	
Rhön	17,5	1,3	Ar-Ar	6	Basaltbruch am Gebirgsstein bei Oberbach
	19,5	2,2	Ar-Ar	6	Teufelskeller am Gangolfsberg
	22,2	1	Ar-Ar	6	Lindenstumpf bei Schondra
Vorspessart	42,95	6,1	K-Ar	1	Strütt II
	44,75	3,6	K-Ar	1	Strütt I
	55	n.b.	K-Ar	2	Rückersbacher Schlucht
	59,8	2,3	K-Ar	1	Hohl-Rückersbach
	70,29	6,1	K-Ar	1	Hohl-Hörstein
	83	n.b.	K-Ar	2	Hohl-Hörstein
Odenwald	19,59	1,3	K-Ar	1	Farenberg (Büschchen)
	48,92	1,9	K-Ar	1	Eisenbach
	74	n.b.	K-Ar	2	Farenberg, Großostheim
Untermain	ca. 17	n.b.	K-Ar	2	"Untermain-Trapp" Alzenau-Kahl

Rezente seismische Aktivität im ostbayerischen Grundgebirge

Joachim Wassermann & Tobias Megies

Nach Leydecker (2011) kann Bayern grob in sieben seismo-tektonische Einheiten unterteilt werden (Abb. 1). Diese Einheiten werden so gewählt, dass sie verschiedene tektonisch-geologische Einheiten mit unterschiedlicher natürlicher Seismizität unterteilen. Die folgende Betrachtung geht nach einer kurzen Beschreibung der Seismizität auf dem gesamten bayerischen Staatsgebiet hauptsächlich auf die seismo-tektonische Region „Vogtland“ (Nordostfranken) und das südliche böhmische Massiv und der damit verbundenen Seismizität ein.

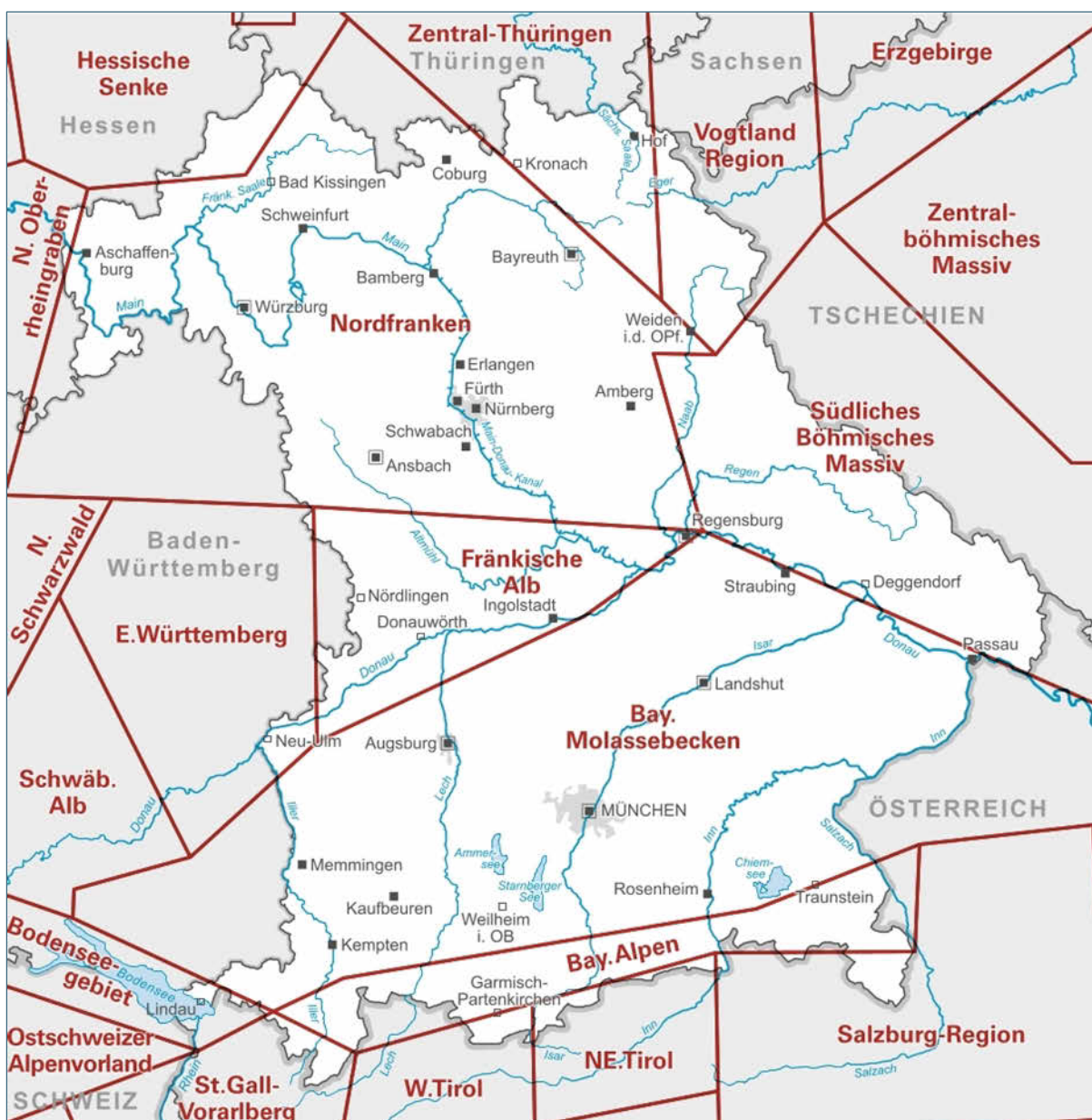


Abb. 1: Seismo-tektonische Einheiten in Bayern und der unmittelbaren Nachbarschaft (verändert nach Leydecker 2011).

In Bayern lassen sich aktuell vier verschiedene Bebengebiete erkennen (Abb. 2). Neben dem gesamten Alpenraum und dem südlichen Frankenjura, in dem sich in historischer Zeit auch Schadensbeben ereignet haben, sind das bayerische Vogtland und das Gebiet um den Gebirgsstock des Hochstaufen bei Bad Reichenhall für die Erdbebenforschung besonders interessant. Abweichend von den beiden anderen rezent aktiven Gebieten treten in beiden letzteren Regionen so genannte Erdbebenschwärme (hunderte bis tausende von Beben ohne Vorbeben-Hauptbeben-Nachbebenmuster) auf. Im bayerischen Vogtland gelten von der Tiefe aufsteigende Fluide und Gase, getrieben von einer tiefen, krustalen Magmenkammer, als mögliche Ursache. Diese Beben haben, zumindest auf bayerischem Staatsgebiet, bisher keine Schäden verursacht. Der Rest der auftretenden Seismizität wird aus einer Kombination von Spannungsaufbau durch die fortschreitende Einengung des Mittelmeerraums sowie der postglazialen Hebung der Alpen verursacht.

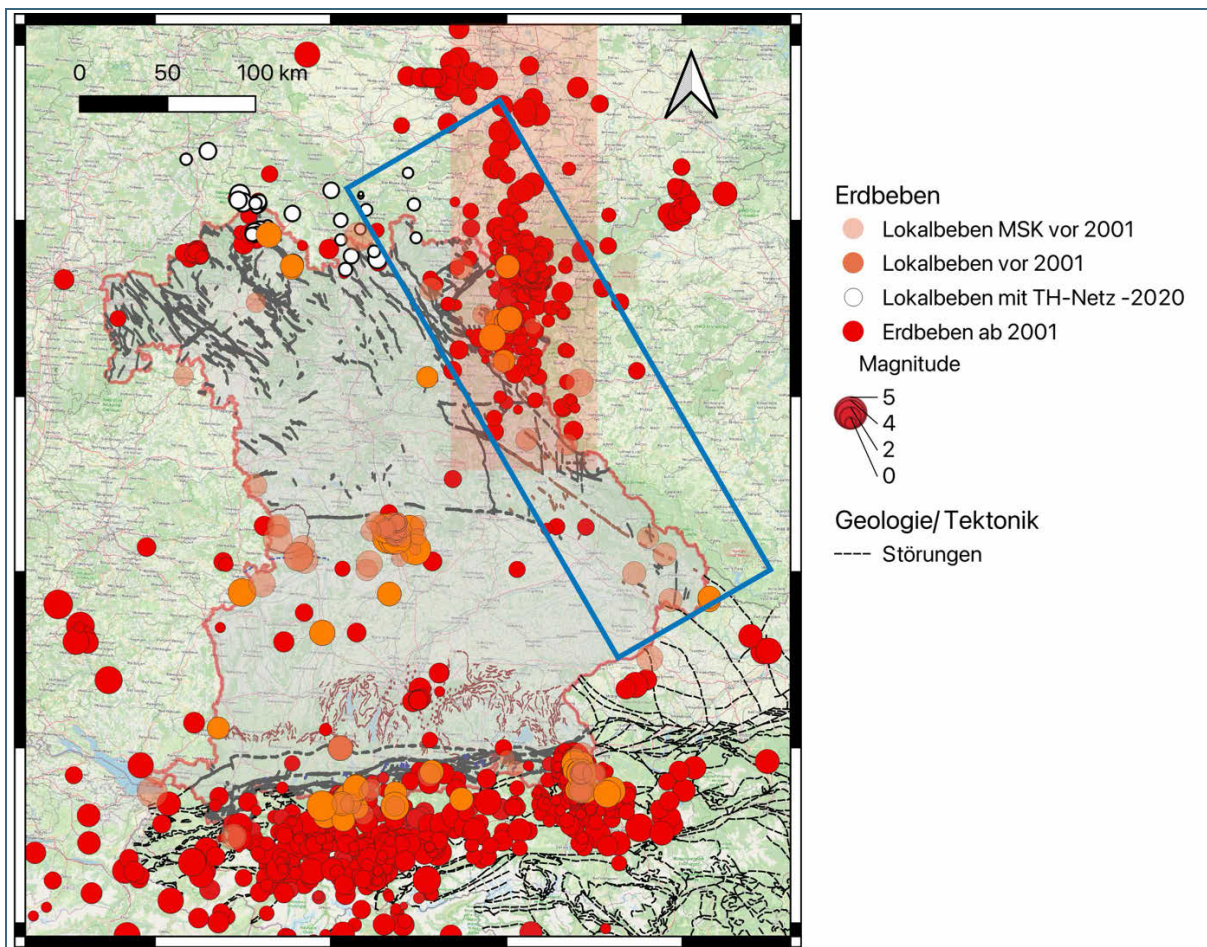


Abb. 2: In Bayern und benachbarten Gebieten aufgetretene Erdbeben. In Rot sind alle Erdbeben gezeigt, die seit Beginn der engmaschigen, landesweiten Überwachung (ab 2001) lokalisiert wurden. Die opaken orangen Kreise geben die lokalisierten Erdbeben vor Etablierung des BayernNetzes wieder, wobei zum Teil nur Epizentren (keine Tiefe) bestimmbar waren. Durchscheinend orange Kreise zeigen die ungefähre Lage von historischen Erdbeben, die aus Angaben über Wahrnehmungen bzw. gemeldeten Schäden ermittelt werden. Die Größe der Kreise gibt die Stärke (M_L bzw. MSK/EMS-98) wieder. Als schwarze Linien sind die Störungen aus der geologischen Karte Bayerns (GLA 1996) zu sehen. Der blaue Rahmen umfasst das Gebiet, das in diesem Bericht gesondert behandelt wird. Die Leipzig-Regensburg-Störungszone ist als roter transparenter Streifen angedeutet.

Das in Abb. 2 in einem blauen Rahmen gefasste Untersuchungsgebiet umfasst hauptsächlich das variszische Grundgebirge, das in Nordostbayern bzw. Ostbayern an der Oberfläche aufgeschlossen ist. Dabei wird auch die seismologisch prominente Leipzig-Regensburg-Störung geschnitten, die nach Sonnabend et al. (2023) überwiegend durch die dort auftretende, zum Teil starke Seismizität definiert

ist und dabei schräg zu prominenten geologischen Störungen (Gera-Jachimov; Halle oder Egergraben) ausgebildet ist. Abseits und südlich der Schwarmbebenregion von Luby/Nový Kostel (CZ) nimmt die Zahl und Stärke der aufgetretenen Erdbeben signifikant ab (Abb. 2). Bezogen auf das bayerische Staatsgebiet ereigneten sich die überwiegende Zahl der Erdbeben im Raum Marktredwitz–Weiden in der Oberpfalz, wobei südlich von Bärnau das seit 2001 und damit seit der Etablierung des digitalen Seismographen-Netzes mit M_L 2.6 stärkste Erdbeben aufgetreten ist. Nimmt man zu diesen aktuellen und damit vollständigeren Beobachtungen auch ältere, analoge Aufzeichnung bzw. schriftliche Wahrnehmungen hinzu, dann erweitert sich das Gebiet von verspürter Seismizität weiter nach Süden bis hin zum österreichischen Innkreis. Hier und etwas südlicher wurden auch in neuerer Zeit Erdbeben registriert, wie etwa am 18.01.2018 ein Beben nordwestlich von Linz, das mit einer Magnitude von M_L 3.2 lokal auch verspürt wurde.

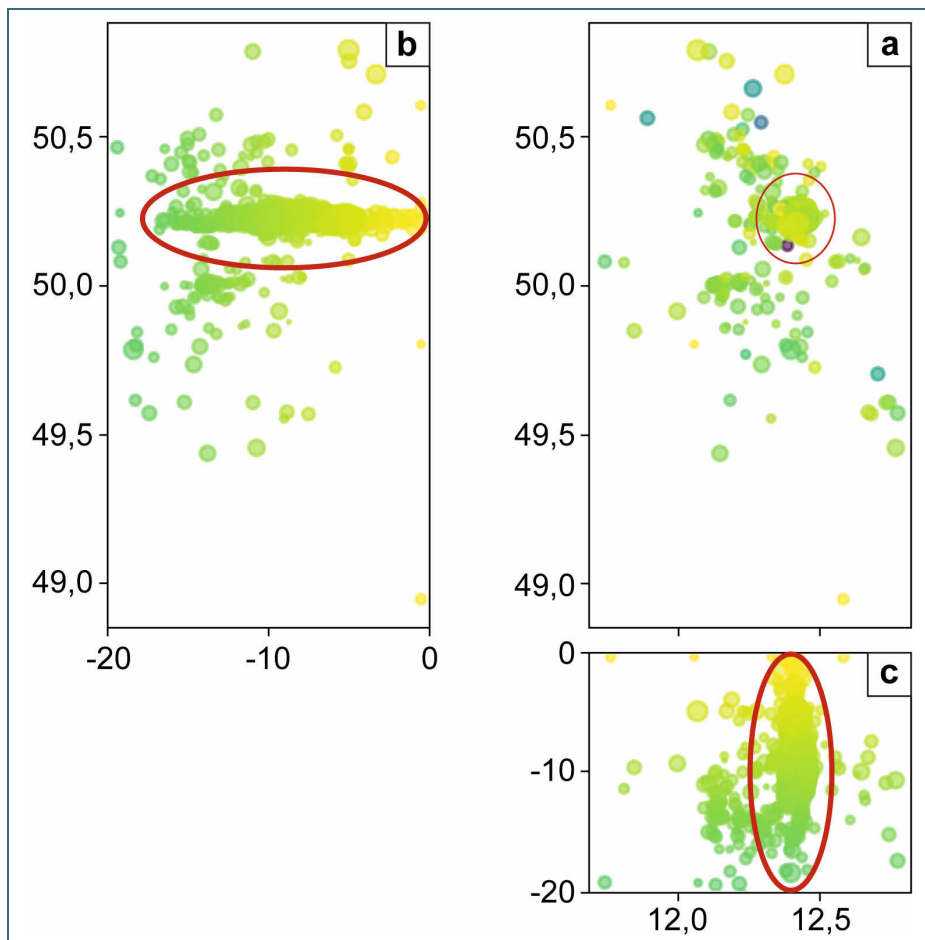


Abb. 3:
Aufsicht (a) sowie NS-
(b) bzw. WE-
Tiefenschnitte (c) der
im blauen Rahmen von
Abb. 2 gefassten Erd-
beben. Die Größe der
Kreise gibt die Magni-
tude, die Farbskala
nochmals zur Verdeut-
lichung die Tiefenlage
wieder. Die roten Ellip-
sen repräsentieren den
ungefähren Ort des
Schwarmbebengebiets
Luby/Nový Kostel.

Wie nahezu alle rein tektonisch verursachten Erdbeben in Bayern, mit Ausnahme der Seismizität am nördlichen Alpenrand oder in den nördlichen Alpen, konzentriert sich die hypozentrale Lage der Seismizität in einem Tiefenbereich von 10–20 km unter NHN. In Abb. 3 ist ein Tiefenschnitt der Seismizität innerhalb des blau umrahmten Untersuchungsgebiets in Abb. 2 gezeigt. Die rot umrahmten Bereiche geben die Schwarmbebenzone von Luby/Nový Kostel mit ihrer ausgeprägt flacheren Seismizität wieder. Der restliche Bereich und damit auch die Hauptzahl der auf bayerischem Staatsgebiet auftretenden Erdbeben tritt in einem Tiefenbereich zwischen 10 und 20 km Tiefe auf, wobei sich die Tiefenlage nach Norden etwas abzuflachen scheint. Diese Beobachtung steht in einem gewissen Widerspruch zu Leydecker (2011), der aus allen instrumentell verfügbaren Daten eine für jede seismo-tektonische Einheit charakteristische Herdtiefe ermittelt hat. So ergibt sich für das Vogtland eine charakteristische Tiefe von 10 km, für das Zentral-Böhmische-Massiv dagegen 5 km (Leydecker 2011). Weitere Tiefenbestimmungen für das untersuchte Gebiet liegen aufgrund der wenigen Daten nicht vor. Insgesamt, im

Lichte der nun vorliegenden digitalen Daten betrachtet, scheinen diese Tiefen allerdings etwas zu gering zu sein.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass im ostbayerischen Grundgebirge eine rezente seismische Aktivität zu beobachten ist, deren Ursachen in der quartären vulkanischen Aktivität in der Region sowie in aktiver tektonischer Spannungsumlagerung zu finden sind.

Literaturverzeichnis

GLA – Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500 000. 4. Auflage, München.

Leydecker, G. (2011): Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008. – Geologisches Jahrbuch Reihe E, E 59: 198 S.

Sonnabend, L.; Rein, N. & Korn, M. (2023): Neotektonik und Seismizität in Westsachsen und Nordwestböhmen. – Schriftenreihe des LfULG, 8: 98 S., Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Dresden.

Bildrechte

LfU: Abb. 1

Joachim Wassermann, Geophysikalisches Observatorium der LMU, Fürstfeldbruck: Abb. 2, Abb. 3

Vorläufige Bewertung der reaktivierten Intraplattenstörungen im Bereich der Donau-Störung seit dem Miozän

Simon Kübler, Dorothea Frieling, Stefanie M. Rieger & Anke M. Friedrich

1	Einleitung	263
2	Geologisches Setting / Hintergrund (Bisherige Informationen zur Erforschung der Donau-Störung)	265
3	Methoden	267
4	Ergebnisse	268
4.1	Steinbruch am Greifenberg oberhalb des Naab-Zuflusses bei Regensburg und Geländestufe im Naabtal bei Etterzhausen nordwestlich von Regensburg	268
4.2	Geländestufe entlang des Tiergartengrabens bei Bach an der Donau	269
4.3	Steinbruch am Sandbach bei Kalkberg südöstlich von Vilshofen	270
5	Diskussion	272
6	Schlussfolgerungen	273

Zusammenfassung

Intraplattenregionen, insbesondere solche in großer Entfernung zu aktiven Plattengrenzen, werden häufig als tektonisch inaktiv angesehen. Diese Annahme basiert auf der geringen Seismizität und den langsamen Deformationsraten, die diese Gebiete charakterisieren. Innerhalb Deutschlands sind davon besonders die seismisch unauffälligen, altangelegten Störungszonen im Bayerischen Wald und insbesondere die Donau-Störung an der Übergangszone zum nördlichen Alpenen Vorlandbecken betroffen. Trotz morphologischer Präsenz und Ähnlichkeiten zu bekannten, aktiven Störungssystemen, zeigt die Donau-Störung eine überraschend geringe instrumentelle und historische Seismizität. Diese Diskrepanz zwischen morphologischer Ausprägung und seismischer Inaktivität wirft Fragen bezüglich nicht erfasster tektonischer Prozesse auf, die eine Neubewertung der tektonischen Aktivität und der assoziierten seismischen Risiken in solchen scheinbar ruhigen Regionen erforderlich machen. Daher untersuchen wir hier die neotektonische Aktivität der Donau-Störung, um ein besseres Verständnis der tektonischen Prozesse in altangelegten Störungszonen zu erlangen. Durch die Anwendung einer Kombination aus traditionellen geologisch-geomorphologischen Feldmethoden und modernen Techniken, wie der fernerkundlichen Auswertung hochauflösender digitaler Geländemodelle und geophysikalischer Messmethoden, zielt diese Arbeit darauf ab, die subtilen Zeichen tektonischer Bewegungen zu entschlüsseln. Die Analyse konzentriert sich dabei nicht nur auf die Identifikation morphologischer Indikatoren für rezente Bewegungen entlang der Donau-Störung, sondern auch auf das Verständnis der potentiellen Reaktivierung altangelegter Störungen unter den gegenwärtigen tektonischen Spannungsbedingungen. Unsere bisherigen Ergebnisse deuten darauf hin, dass die Donau-Störung Merkmale aufweist, die trotz der allgemein geringen seismischen Aktivität in der Region auf tektonische Störungsaktivitäten in jüngerer geologischer Vergangenheit hinweisen. Unserer vorläufigen

Einschätzung nach stellen unsere Erkenntnisse die bisherigen Annahmen über die tektonische Stabilität der Donau-Störung in Frage.

1 Einleitung

Die Erforschung von Erdbebenprozessen innerhalb von Kontinentalplatten hat sich traditionell auf Gebiete mit erhöhter seismischer Aktivität konzentriert, die typischerweise entlang aktiver Orogene oder in kontinentalen Riftsystemen auftreten (Abb. 1A). Intraplattenregionen fernab dieser aktiven Zonen, wie der Bayerische Wald in Deutschland (Abb. 1B), werden aufgrund ihrer angenommenen tektonischen Stabilität oft vernachlässigt. Der Bayerische Wald, ein Teil der Europäischen Varisziden, ist durch seine komplexe geologische Geschichte geprägt, einschließlich tief verwurzelter Störungen aus vergangenen Orogenesen. Eine solche Störungszone, die Donau-Störung an der südlichen Übergangszone vom Bayerischen Wald zum Nördlichen Alpinen Vorlandbecken, steht im Mittelpunkt unserer Untersuchung, die sich mit der zunächst paradoxen Beobachtung auseinandersetzt, dass altangelegte Störungszone in scheinbar stabilen Gebieten Anzeichen rezenter tektonischer Aktivität aufweisen können.

Frühere Forschungen haben gezeigt, dass die tektonische Aktivität in intraplattentektonischen Regionen zwar generell niedriger und sporadischer ist als an Plattengrenzen, dennoch signifikante seismische Ereignisse hervorrufen kann (Stein & Mazzotti 2007; Stein & Friedrich 2014). Die Schwierigkeiten bei der Messung und Charakterisierung dieser Aktivitäten, aufgrund ihrer geringen morphologischen Ausprägung und der sporadischen Seismizität, wurden in Studien von Mazzotti (2007) und Stein & Mazzotti (2007) hervorgehoben. In Europa lag der Fokus bisher vorrangig auf Riftzonen und Regionen mit dokumentierter historischer Seismizität, während die Aktivität in altangelegten Störungszone weitgehend unerforscht blieb. Paläoseismische Studien beispielsweise von Camelbeeck & Meghraoui (1996); Meghraoui et al. (2001), Vanneste et al. (1999, 2001), Zielke & Strecker (2009) und Kübler et al. (2017, 2018) unterstreichen jedoch das Potenzial geologisch-geomorphologischer Ansätze zur Identifizierung auch solcher Störungen, deren seismische Aktivität außerhalb des menschlichen Beobachtungszeitraumes liegt. Unsere Studien im östlichen und südlichen Afrika (Eckardt et al. 2016; Kübler et al. 2015, 2016; Ludat & Kübler 2023; Salomon et al. 2022) haben gezeigt, dass Erdbeben in langsam deformierenden Intraplattenregionen häufig präexistierende, lithosphärische Schwächezone reaktivieren und dass dies unter stark variierenden Spannungsbedingungen passieren kann.

Vor diesem Hintergrund stellt sich die Frage, inwieweit altangelegte Störungszone in intraplattentektonischen Regionen, hier die Donau-Störung im Bayerischen Wald, Anzeichen rezenter tektonischer Aktivitäten aufweisen. Diese Fragestellung eröffnet eine Untersuchung darüber, wie solche Bewegungen trotz der allgemeinen tektonischen Stabilität der Region stattfinden können und welche Faktoren zu ihrer Reaktivierung beitragen könnten. Das primäre Ziel dieser Studie ist es, Anzeichen für subrezente tektonische Aktivität der Donau-Störung zu charakterisieren und zu verstehen. Dies umfasst die Identifizierung morphologischer und struktureller Indikatoren für rezente Bewegungen, die Bewertung des Beitrags altangelegter Störungen zur regionalen tektonischen Dynamik, die Analyse potentieller seismischer Gefahren und die Erweiterung des Verständnisses der tektonischen Prozesse in Intraplattenregionen.

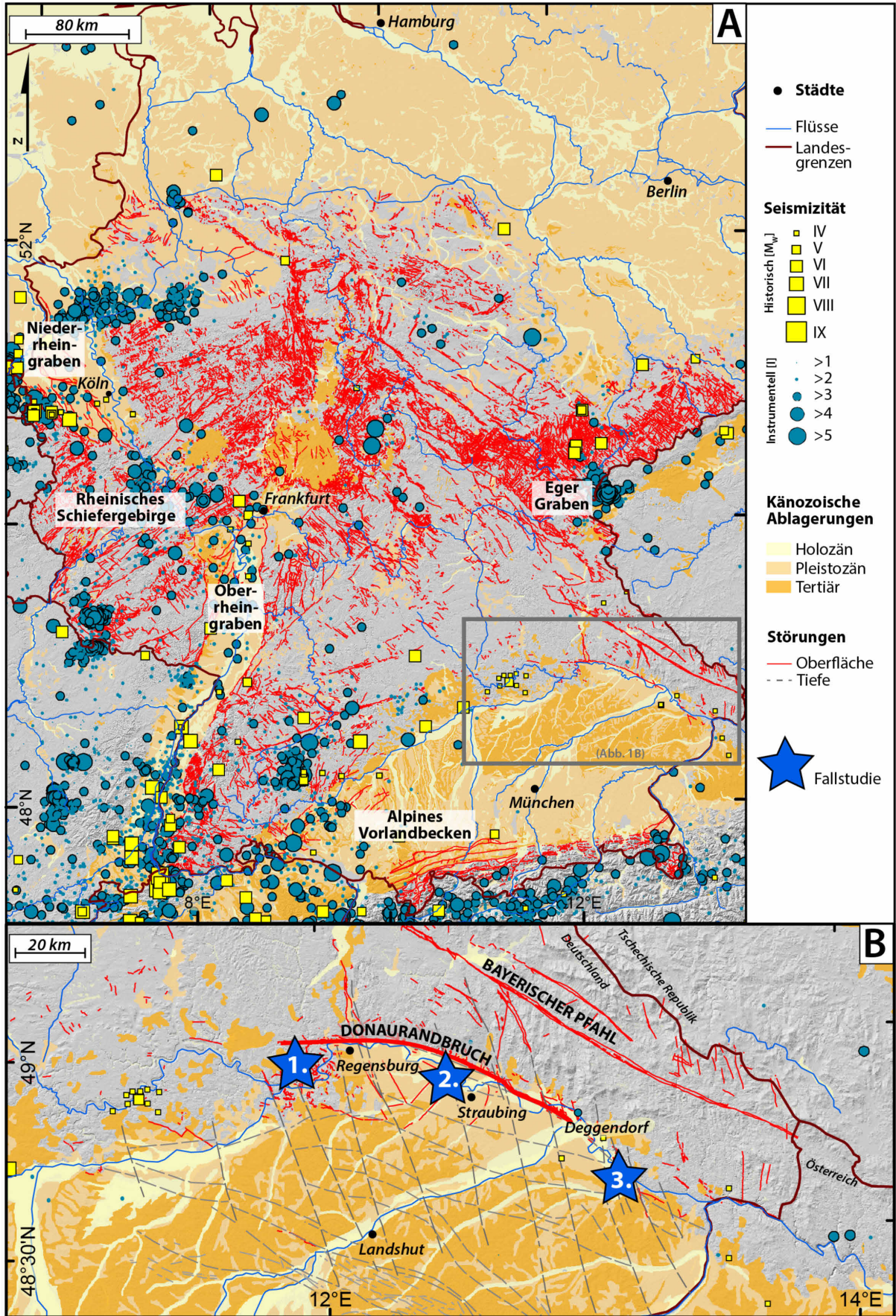


Abb. 1: (A) Seismotektonische Karte von Deutschland und angrenzenden Regionen, tektonische Linien und känozoische Ablagerungen aus geologischer Karte von Deutschland 1:200 000 (Zitzmann 2003), Seismizität aus homogenisiertem Erdbebenkatalog für Zentral- und Nordeuropa (Grünthal et al. 2009). (B) Detailkarte Ostbayerns mit känozoischen Flächen und oberflächlich sichtbaren Störungen (beides aus der digitalen Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25), LfU 2023) sowie im Untergrund postulierten, aus seismischen Profilen interpretierten Störungen (modifiziert von Hoffmann 2017, Datengrundlage aus GLA 1996, Unger 1999 und Unger & Schwarzmeier 1987). Lokationen geplanter Fallstudien sind durch Sterne gekennzeichnet.

2 Geologisches Setting / Hintergrund (Bisherige Informationen zur Erforschung der Donau-Störung)

Die vorliegende Analyse konzentriert sich auf die tektonische Morphologie und potentielle Störungsaktivität der Donau-Störung, einer bemerkenswerten tektonischen Struktur, die sich entlang des südwestlichen Randes des Bayerischen Waldes zwischen Regensburg und Passau erstreckt (GLA 1996: Beil. 8). Die Verwerfungslinie manifestiert sich deutlich zwischen Regensburg und Hengersberg (Donaurandbruch) und verschiebt sich südlich von Winzer weiter nach Südosten, wie durch den Aichalser-Nebenpfahl und die Donauleitenstörung dokumentiert (GLA 1996; Unger 1999; Unger & Schwarzmeier 1987). Für eine detaillierte Zusammenfassung der langfristigen Störungsaktivität der Donau-Störung siehe auch Ludat et al. (2024). Für eine Übersicht über die regionale Geomorphologie und der daraus abgeleiteten quartären Hebungsgeschichte des Bayerischen Waldes siehe Zebari et al. (2024).

Die Donau-Störung ist eine steil einfallende Störungszone, die in Form von Staffelbrüchen gegen das alpine Vorlandbecken abfällt. Aus Tiefbohrungen ist bekannt, dass die Hauptstörung meist weiter südwestlich verläuft und von tertiären sowie quartären Sedimenten bedeckt ist. Diese Störungszone wird von mehreren parallel verlaufenden oder spitzwinklig abzweigenden Sekundärstörungen begleitet (Walter 2007).

Morphologisch tritt die Donau-Störung besonders auffällig entlang der Segmente zwischen Regensburg im Westen und Wörth an der Donau im Osten hervor (Abb. 1B, Abb. 2A). Besonders eindrucksvoll ist dieser im Bereich des Keilsteins (Abb. 2B), bei Donaustauf, sowie bei Bach an der Donau entlang des Scheuchenbergs (Abb. 2C) und entlang des Bogenberges als Steilhang mit bis zu 160 m oberflächlichem vertikalem Verwurf sichtbar. Einen Einblick in die längerfristige Versatzgeschichte der Störungszone bieten aufgeschlossene Störungs- und Kataklasitzonen, wie z. B. in Malmkalken östlich des Keilsteins (Abb. 2D). Aufgrund der Lage der Störungszone in Bezug auf den südöstlich gelegenen Steilhang beim Keilstein ist davon auszugehen, dass sich die Hauptstörung weiter südlich unterhalb der Holozänen Flussablagerungen befindet. Hier finden sich in der Tat in der Ackerfläche, die auf holozänen Flussschottern der Donau südlich des Keilsteins liegt, Vegetationsanomalien in Form linearer Grünstreifen, die auf Feuchtigkeitsunterschiede im Boden hinweisen und häufig in tektonisch aktiven Regionen mit aktiven Störungen assoziiert sind (Ludat & Kübler 2023), sowie subtile topographische Unterschiede, die in Streichrichtung der Donau-Störung verlaufen (Abb. 2E). Um in Intraplattenregionen wie dem Bayerischen Wald die Spuren prähistorischer Erdbeben zu entdecken, geht es in der Tat genau um solche teilweise extrem subtilen Landschaftsmerkmale (siehe auch Zebari et al. 2024), die dann selbstverständlich durch weitere geophysikalische und geologisch-paläoseismologische Methoden ergänzt werden müssen, um diese Beobachtungen zu bestätigen oder zu falsifizieren, mögliche Paläobeben zeitlich einzuordnen und Versatzraten an Störungen zu bestimmen (z. B. Friedrich et al. 2003, 2004; McCalpin 2009).

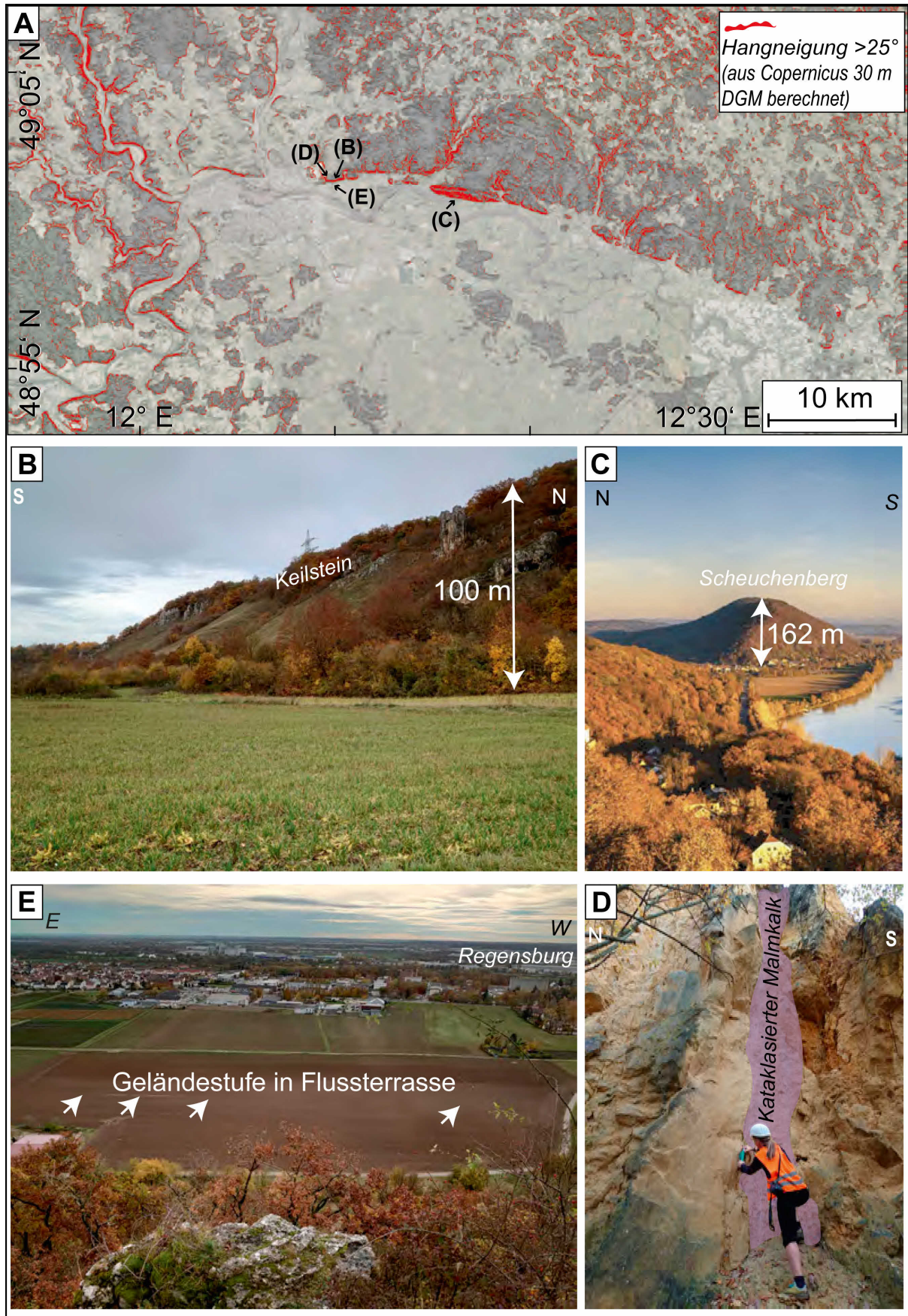


Abb. 2: Geomorphologische und strukturelle Ausprägung der Donau-Störung zwischen Regensburg und Wörth an der Donau: (A) Übersichtskarte (Hybrid aus digitalem Geländemodell (DGM) und ESRI World Imagery Satellitenbildern) und geomorphologische Rahmenbedingungen. Hangneigungen und DGM sind aus 30 m Copernicus Daten (COP-DEM GLO30) berechnet. Zu beachten sind die ausgeprägten, steilen Hangneigungen der Donau-Störung in den Segmenten östlich von Regensburg (Keilstein, Donaustauf, Walhalla, Scheuchenberg, Tiergraben). Hier liegt die Vermutung nahe, dass postmiozäne Störungsreaktivierungen zur Verjüngung der Morphologie beigetragen haben; (B) Steilhang in Malmkalken beim Keilstein; (C) Steilhang nördlich und südlich des Scheuchenbergs, die Donau-Störung verläuft hier laut GK25 Wörth a. d. Donau (Herget & Köhler 1976) auf der Nordseite des Berges im Bereich des Tiergrabens; (D) Störungszone ca. 50 m nördlich der Hauptabbruchzone der Donau-Störung mit kataklasiertem Malmkalk, südöstlicher Hang des Kalksteinbruchs Walhalla, Werk Regensburg; (E) Geländestufe in vermutlich Holozäner Flussterrasse parallel zum Steilhang der Donau-Störung südlich des Keilsteins.

3 Methoden

In dieser vorläufigen Studie zur Bewertung der tektonischen Aktivität entlang der Donau-Störung im Bayerischen Wald wurde ein multidisziplinärer Ansatz verfolgt, der zunächst auf die Analyse von Fernerkundungsdaten setzte. Durch die Nutzung hochauflösender digitaler Geländemodelle (DGMs), erstellt mittels LiDAR (Light Detection and Ranging) und ergänzt durch optische Satellitenbilder, sowie Informationen aus den geologischen Kartenblättern im Maßstab von 1:25 000 (Bauberger et al. 1969; LfU 2011, 2015, 2017; Herget & Köhler 1976) konnten erste wichtige Erkenntnisse über die Oberflächenmorphologie der Region gewonnen werden. Diese vorläufigen Untersuchungen ermöglichten es, subtile Anzeichen tektonischer Bewegungen zu identifizieren, die potentiell auf eine rezente Aktivität der Störung hindeuten. Die durch Fernerkundung ermittelten Daten lieferten somit einen ersten Überblick über die Ausprägungen und mögliche Aktivitäten der Störungszone, bevor detailliertere Untersuchungen vor Ort durchgeführt wurden.

Aufbauend auf den Erkenntnissen der Fernerkundungsanalyse, wurden geologische Feldarbeiten durchgeführt, um die Störungsstrukturen entlang der Donau-Störung direkt zu kartieren und zu untersuchen. Die Dokumentation morphologischer Merkmale im Gelände, die auf rezente tektonische Bewegungen hindeuten könnten, erlaubten eine vertiefende Betrachtung der Störungszone. Diese Phase der Untersuchung diente dazu, die durch die Fernerkundung gewonnenen Erkenntnisse zu validieren und zu erweitern, indem ein direkter Einblick in die geologischen Zusammenhänge und die physische Beschaffenheit der Störungssegmente erlangt wurde.

Nachdem ein solides Verständnis der Oberflächenmerkmale und der geologischen Struktur der Störungszone entwickelt worden war, kamen teilweise geophysikalische Untersuchungsmethoden (Kooperation mit dem Bayerischen Landesamt für Umwelt) zum Einsatz, um die unterirdischen Eigenschaften und Dynamiken der Störung zu analysieren. Die Anwendung insbesondere geoelektrischer Erkundungsmethoden ermöglichte es, lithologische Kontraste und die Lokalisierung tiefer liegender Strukturen zu erfassen. Diese Untersuchungen ergänzten die zuvor gesammelten Daten um wichtige Informationen über die Untergrundstruktur der Störungszone und trugen dazu bei, ein umfassenderes Bild der tektonischen Prozesse im Bereich der Donau-Störung zu erstellen.

Durch die Integration der Ergebnisse aus Fernerkundungsanalysen, geologischen Feldarbeiten und geophysikalischen Untersuchungen konnte eine vorläufige, neue Bewertung der tektonischen Aktivität der Donau-Störung vorgenommen werden. Diese methodische Herangehensweise erlaubte es, sowohl direkte als auch indirekte Beweise für tektonische Bewegungen zu sammeln und ein erstes Verständnis der damit verbundenen dynamischen Prozesse zu entwickeln. Die gewonnenen Erkenntnisse legen den Grundstein für weiterführende Untersuchungen und bilden eine wichtige Basis für die detaillierte Erforschung der tektonischen Dynamik in intraplattentektonischen Regionen sowie für die genaue Bewertung des seismischen Risikos.

4 Ergebnisse

Zunächst hat sich in der Auswertung fernerkundlicher und geländebasierter Daten gezeigt, dass die Donau-Störung vermutlich keine einzelne Verwerfungslinie, sondern ein System aus subparallelen Verwerfungen ist, deren morphologisch klar erkennbare Ausprägung als Störungsstruktur hauptsächlich an einer „Hauptstörung“ vorliegt. Die jüngere Deformationsgeschichte lässt sich aber unter Umständen besser an den parallelen Strukturen im Bereich des Donautals erforschen (Abb. 2E), da hier im tektonischen Hangenden eine entsprechend junge (neogene bis holozäne) Sedimentauflage vorliegt, in welcher die Identifikation junger Bewegungen erfolversprechender erscheint als an im kristallinen Untergrund liegenden Störungen wie zum Beispiel am Bayerischen Pfahl (Abb. 1B). Eine Verlagerung der rezenten Störungsaktivität von der Hauptstörung zu jüngeren Parallelstrukturen ist auch aus anderen kontinentalen Störungssystemen, wie dem Ostafrikanischen Grabenbruch (Chorowitz & Sorlien 1992) oder dem Weihe-Graben (Lin et al. 2015) bekannt. Aus diesem Grund wurde bei den Vorarbeiten der Fokus auf verschiedene parallel streichende Verwerfungen südlich und südwestlich der Hauptstörung gelegt, die morphologische Auffälligkeiten in den überlagernden Sedimenten zeigen.

Vorläufige Ergebnisse in unserem Untersuchungsgebiet, das sich auf eine Region von Regensburg im Westen bis Vilshofen im Osten erstreckt (Abb. 1B), zeigen deutliche Anzeichen für neogene bis möglicherweise subrezente Reaktivierungen mit der Donau-Störung vermutlich assoziierter Störungen. Diese vorläufigen Beobachtungen geben Anlass zu der Annahme, dass hinter manchen morphologisch nur schwach erkennbaren linearen Strukturen, Geländestufen und hydrologisch-vegetativen Anomalien Störungen stecken, deren Aktivität eventuell jung (Pleistozän–Holozän) ist.

Drei ausgewählte Fallstudien (zur genauen Lage siehe Abb. 1B) sollen hier näher beschrieben werden: (4.1) ein aufgelassener Steinbruch am Greifenberg oberhalb des Naab-Zuflusses bei Regensburg, (4.2) eine Geländestufe oberhalb von Bach an der Donau, (4.3) ein aufgelassener Steinbruch am Kalkberg südlich von Sandbach bei Vilshofen.

4.1 Steinbruch am Greifenberg oberhalb des Naab-Zuflusses bei Regensburg und Geländestufe im Naabtal bei Etterzhausen nordwestlich von Regensburg

Im Steinbruch ist eine W-E verlaufende, steil stehende Störung in Kalksteinen des oberen Juras und überlagernden, Glaukonit führenden, kreidezeitlichen Sandsteinen aufgeschlossen (Abb. 3A). Die Störung durchschlägt eindeutig die jura- und kreidezeitlichen Gesteine und hinterlässt eine deutlich erkennbare, morphologische Senke in den überlagernden, quartären Sedimenten (Lößlehm) (Abb. 3B, C, D). Innerhalb des Lößlehms lassen sich keine eindeutigen Spuren von tektonischer Aktivität erkennen. Die im Steinbruch aufgeschlossene Störung liegt direkt in der westlichen Fortsetzung der Donau-Störung (Abb. 1B). Im östlich an den Steinbruch anschließenden Wald ist zudem eine weitere, in Streichrichtung der Störung orientierte Geländestufe sichtbar (Abb. 3B). Hier ist aufgrund der Morphologie und des Bewuchses zu vermuten, dass unterhalb der Geländestufe Lößlehm ansteht. Ob dieser einer tektonischen Beanspruchung unterworfen war oder sich postseismisch an eine ältere Geländestufe angelagert hat, lässt sich ohne weiterführende paläoseismologische Untersuchungen nicht abschließend klären. Ebenfalls in Streichrichtung der Störung liegt eine 1,5 bis 2 m hohe, flach nach Norden einfallende Geländestufe südwestlich des Steinbruchs in vermutlich holozänen Flussablagerungen der Naab (Abb. 3E).

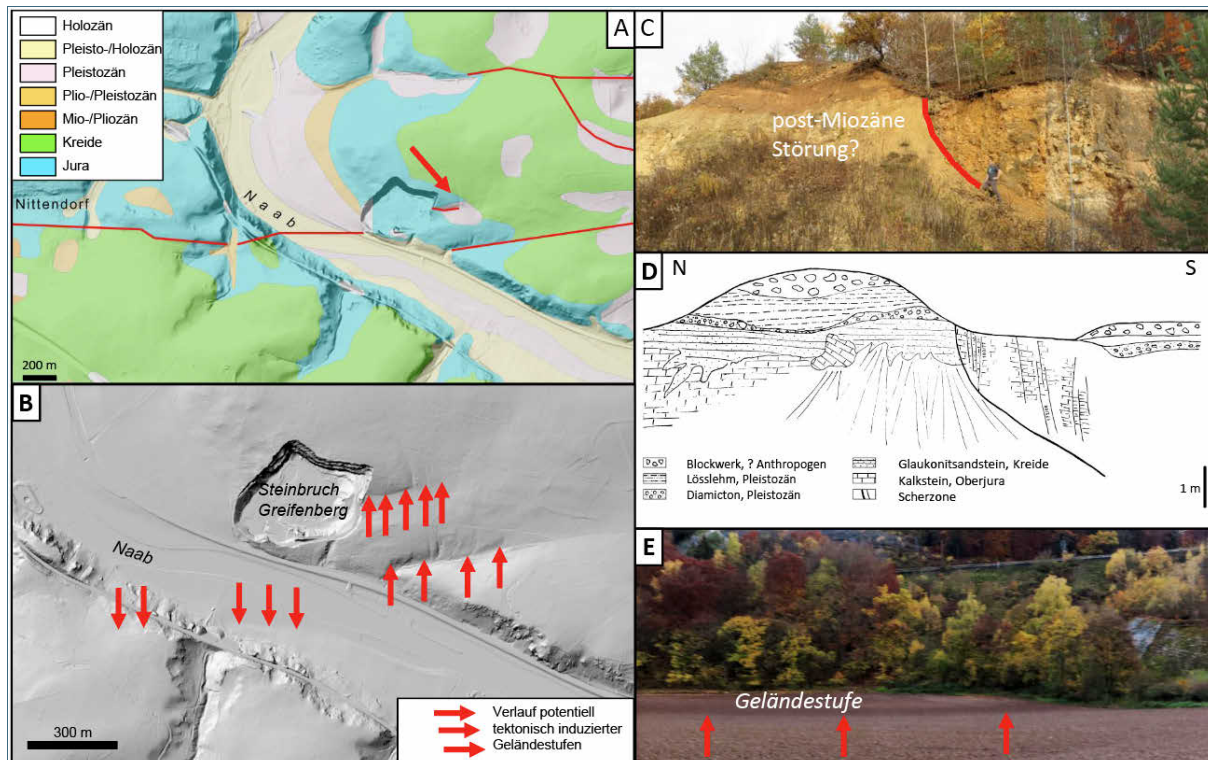


Abb. 3: Fernerkundliche und geländebasierte Beobachtungen an der Fallstudie Greifenberg: (A) Geologischer Rahmen und Lage des Steinbruchs Greifenberg in der dGK25 (LfU 2023); (B) Schummerungskarte aus Digitalem Geländemodell (DGM1, Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de) mit tektono-geomorphologischen Merkmalen. Östlich und südlich liegende Geländestufen sind mit roten Pfeilen gekennzeichnet; (C) Foto und (D) Detailzeichnung des aufgeschlossenen Störungsbereiches am Osthang des Steinbruchs; (E) Geländestufe auf Ackerfläche oberhalb holozäner Flussterrasse der Naab.

4.2 Geländestufe entlang des Tiergartengrabens bei Bach an der Donau

Eine in der GK25 Donaustauf (LfU 2011) dargestellte Störung nordwestlich von Bach an der Donau ist in der östlichen Verlängerung des Tiergartengrabens, nördlich des Scheuchenbergs, als morphologische Stufe im Wald nachvollziehbar (Abb. 4A bis C). Geländeerkundungen der direkten Umgebung zeigen größtenteils oberflächennah vergrusteten Granit (Karbon bis Perm, variszische Magmatite, siehe GK25 Wörth a.d. Donau, Herget & Köhler 1976) nördlich der Stufe sowie eine mächtigere Quartärauflage (bis 30 m) im Tal unterhalb der Geländestufe. Geoelektrische Vorerkundungen (Kooperation mit dem Bayerischen Landesamt für Umwelt) belegen die Störung anhand von deutlichen Kontrasten im spezifischen Widerstand des Untergrundes (Abb. 4D), wobei ein hoher spezifischer Widerstand dem variszischen Granit zuzuordnen ist und ein niedriger spezifischer Widerstand auf quartäre, sedimentäre Talfüllung hindeutet, die in der abgesenkten Scholle vermutlich eine Mächtigkeit von mehreren 10er-Meter aufweist. Auf der höher gelegenen Scholle ist die Auflage quartärer Sedimente sehr geringmächtig ($\ll 1$ m), was hinsichtlich einer möglichen zeitlichen Einordnung von eventuellen Störungsaktivitäten eine Herausforderung darstellt.

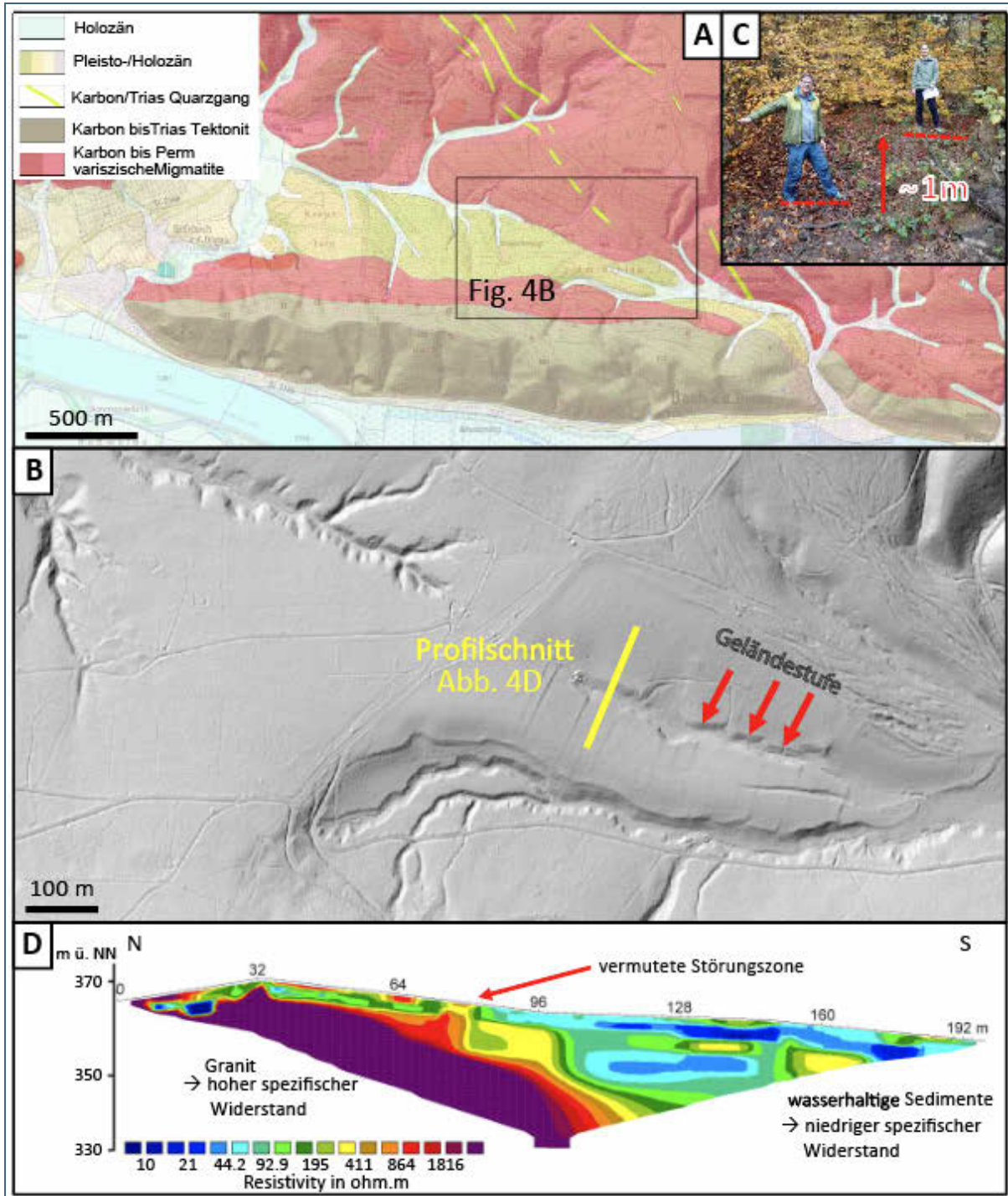


Abb. 4: Fernerkundliche, geländebasierte und geophysikalische Beobachtungen an der Fallstudie Tiergraben: (A) Lage der Geländestufe bei Bach a.d. Donau in der dGK25 (LfU 2023), sowie (B) in der Schummernungskarte (aus DGM1, Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de) mit tektono-geomorphologischen Merkmalen (rote Pfeile), sowie der Lage des Geoelektrik-Profiles (gelbe Linie); (C) Foto der Geländestufe im Wald entlang des vermuteten Störungsverlaufs (Höhe der Stufe = Strecke zwischen den Füßen der beiden Personen, ca. 1 m); (D) Ergebnis der geoelektrischen Untersuchungen im Profil senkrecht zur vermuteten Störung (rote bis violette Farben: hoher Widerstand, vermutlich Granit, blaue und grüne Farben: niedriger Widerstand, vermutlich junge sedimentäre Talfüllung).

4.3 Steinbruch am Sandbach bei Kalkberg südöstlich von Vilshofen

Eine von Kraus (1915) kartierte Störung, die aufgrund ihrer Lokation und ihres Streichens mit dem System der Donau-Störung assoziiert werden kann ist in einem aufgelassenen Steinbruch südöstlich

von Vilshofen (Abb. 5A) lokalisierbar (LfU-Geotop Nr. 275A007). Hier trennt sie die in nördliche Richtung einfallenden, gebankten Jurakalke im Süden des Steinbruchs von intensiv zerscherten, vergrosten und limonitisierten Kristallingesteinen an dessen Nordwand (Abb. 5B, C). Das Kristallin wird von wenigen Metern mächtigen, feinkörnigen, gelblichgrauen Sanden und kleingerölligem Quarzschotter der Oberen Süßwassermolasse (OSM) überlagert. Die Sande sind auch im obersten Bereich im Süden des Steinbruchs auf beziehungsweise neben den Jurakalken zu finden. Hier scheint die Störungsfläche direkt aufgeschlossen zu sein, an ihr beginnt jedoch der abgebaute Bereich, weshalb zur Verbreitung der OSM-Sande hier leider nichts Genaueres zu sagen ist, ebenso wenig wie zu deren Verbreitung auf den Jurakalken im Hauptteil des Steinbruchs, was der schlechten Aufschluss-Situation im stark mit Vegetation bedeckten Steinbruch geschuldet ist.

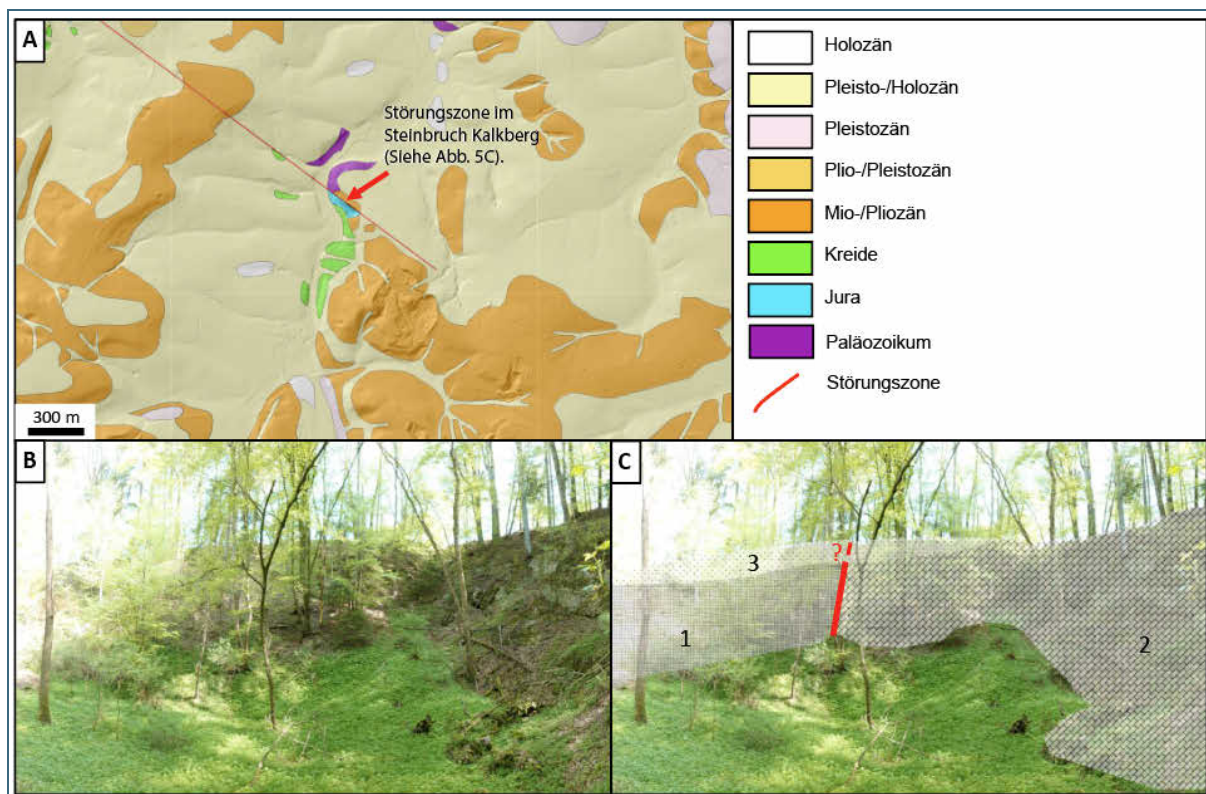


Abb. 5: Fallstudie am Kalkberg: (A) Lage des Steinbruchs bei Kalkberg in der dGK25 (LfU 2023; kombiniert mit Schummerung); (B) und (C) interpretiertes Foto der Nordwand des Steinbruchs, die Störung, die klar am Kontakt von kristallinem Grundgebirge (1) und jurassischen Kalksteinen (2) lokalisierbar ist, wird hier von Miozänen Sedimenten (3) überlagert, wobei aufgrund der schlechten Aufschluss-Situation unklar ist, ob diese Ablagerungen von der Störung versetzt wurden.

Nach Kraus (1915) streicht die Störung NW-SE, im Aufschluss schien jedoch eine WNW-ESE-Richtung wahrscheinlicher. Unabhängig von der genauen Streichrichtung lässt sich diese Störung jedoch im Gegensatz zu den Störungen der Fallstudien 1 und 2 außerhalb des Steinbruchs nicht morphologisch weiterverfolgen. Nach NW und SW folgen (vermutlich) holozäne Flusstäler, welche keine erkennbare, mit dieser Streichrichtung verbundene, Deformation erfahren haben. Die leicht wellige im Osten an den Steinbruch anschließende, laut dGK25 (LfU 2023) aus quartären Hanglehmen aufgebaute Hochfläche zeigt ebenfalls keinerlei lineare morphologische Elemente. Weitere, von Kraus (1915) beschriebene Aufschlüsse der Störung, die sich etwa 1 km nordwestlich des Steinbruchs befinden sollen, sind heutzutage nicht mehr nachvollziehbar. Im beschriebenen Bereich finden sich allerdings einige kleine (Durchmesser ca. 10–20 m) morphologische Senken, die auf kleinräumige, aufgelassene Lehmgruben hindeuten und unter Umständen Anfang des letzten Jahrhunderts noch aktiv abgebaut wurden.

5 Diskussion

Die erneute Untersuchung der Donau-Störung und assoziierter Strukturen hat zu weiterführenden Erkenntnissen über die tektonische Aktivität in der Region geführt. Die spezifischen Fragestellungen dieses Forschungsvorhabens fokussierten sich auf die zeitliche Dynamik der Störungsaktivitäten sowie die Auswirkungen dieser Bewegungen auf angrenzende Sedimente.

Die morphologische Ausprägung der Donau-Störung, insbesondere in den Bereichen Keilstein, Donau-Staff und Tiergraben, bietet erste Hinweise auf jüngste tektonische Aktivitäten. Die auffälligen Steilhänge ("escarpments") in diesen Regionen sind ein starkes Indiz dafür, dass die Störungen in geologisch jüngerer Vergangenheit aktiv waren. Umso mehr, da diese Steilhänge sich noch in unmittelbarer Nähe der projizierten Störungsverläufe befinden und somit keine nennenswerten rückschreitenden Erosionsprozesse zu deren Abtragung geführt haben. Diese morphologischen Merkmale sind typisch für Gebiete, in denen tektonische Bewegungen stattgefunden haben, da sie durch wiederholte Hebungs- und Senkungsprozesse entstehen, die das Gelände deformieren und steile Hänge hinterlassen.

Die Frage nach dem Zeitpunkt der letzten Reaktivierung der Störung am Greifenberg steht im Mittelpunkt unserer Untersuchungen. Die direkte Beobachtung von durch die Störung durchschnittenen quartären Ablagerungen liefert einen Hinweis darauf, dass es zumindest während des Pleistozäns, möglicherweise aber auch im Holozän, zu Bewegungen kam. Dies steht im Einklang mit ähnlichen Beobachtungen an anderen Störungen innerhalb der Donau-Störung, bei denen rezente tektonische Aktivitäten festgestellt wurden. Die Präsenz von pleistozänen und holozänen Sedimenten, die direkt an die Störung angrenzen, deutet darauf hin, dass diese jüngeren Ablagerungen von tektonischen Bewegungen erfasst worden sein könnten. Die genauere Datierung dieser Aktivitäten erfordert jedoch weitere Untersuchungen, etwa durch Lumineszenzdatierung oder andere geochronologische Methoden, um den Zeitpunkt der letzten Bewegungen präziser zu bestimmen.

Die morphologische Deutlichkeit der Störung im Bereich der Tiergrabenstörung legt eine relative junge tektonische Aktivität nahe. Die Tatsache, dass die Geländestufe in der direkten Fortsetzung der Störung auch in den oberflächennahen Granitformationen und in den Quartärauflagen zu beobachten ist, unterstützt die Hypothese, dass es in geologisch jüngerer Vergangenheit zu Bewegungen gekommen ist. Die Deformation junger Sedimente im Bereich der Störung deutet darauf hin, dass diese Bewegungen das Quartär betreffen. Dies wirft weiterführende Fragen zur Frequenz und Magnitude der tektonischen Ereignisse in diesem Bereich auf und wie diese die Landschaftsformung beeinflusst haben könnten.

Die Untersuchung der Störung im Steinbruch am Sandbach offenbart, dass diese Störung möglicherweise im Miozän oder sogar im postmiozän reaktiviert wurde, obwohl sie an der Erdoberfläche morphologisch nicht erkennbar ist. Die Tatsache, dass quartäre Sedimente ungestört über der Störung liegen, könnte darauf hinweisen, dass seit der letzten Reaktivierung keine signifikanten Bewegungen mehr stattgefunden haben. Diese Beobachtung unterstreicht die Komplexität der tektonischen Prozesse in der Region und die Notwendigkeit, die zeitliche Abfolge der tektonischen Ereignisse weiter zu präzisieren. Es ist möglich, dass lokale Faktoren oder übergeordnete tektonische Spannungsfelder zu einer zeitweiligen Stabilisierung dieser Störungszone geführt haben.

Das Fehlen instrumenteller Seismizität und die sehr spärliche, beziehungsweise schlecht nachzuvollziehende Dokumentation historisch belegter seismischer Ereignisse in dieser Region könnte durch die für Intraplattenregionen typischen langen Rekurrenzintervalle von 10^4 bis 10^5 Jahren (Mazzotti 2007; Stein & Liu 2009; van der Wal et al. 2021) erklärt werden. Diese langen Intervalle zwischen den Ereignissen bedeuten, dass die tektonischen Spannungen sich über sehr lange Zeiträume aufbauen, bevor sie sich in Form von Erdbeben entladen, was für Lokalisierung potentiell aktiver Störungssegmente eine Herausforderung bedeutet.

6 Schlussfolgerungen

Die vorläufigen Ergebnisse unserer Untersuchung zur tektonischen Aktivität entlang der Donau-Störung am südlichen Rand des Bayerischen Waldes zeigen subtile Anzeichen für rezente Bewegungen entlang dieser Störungszone. Die Befunde deuten darauf hin, dass die Donau-Störung, entgegen der allgemeinen Annahme einer tektonischen Stabilität in intraplattentektonischen Regionen, eine komplexe tektonische Dynamik mit potentiellen Aktivitätsschüben im Pleistozän aufweist.

Zusammengefasst liefern diese vorläufigen Ergebnisse Hinweise auf rezente Bewegungen innerhalb der Donau-Störung. Die Kombination der morphologischen Merkmale, identifiziert durch Fernerkundung, mit den direkten Beobachtungen im Feld und den geophysikalischen Anomalien, unterstreicht die Notwendigkeit, die tektonische Stabilität und das seismische Risiko in intraplattentektonischen Regionen, wie dem Bayerischen Wald, neu zu bewerten.

Diese Erkenntnisse sind als vorläufig zu betrachten und bedürfen weiterer Validierung durch detaillierte paläoseismologische Studien und ein Langzeitmonitoring der tektonischen Aktivität, zum Beispiel durch satellitengestützte Verfahren, wie GPS. Die vorliegenden Befunde legen jedoch nahe, dass ein tieferes Verständnis der tektonischen Prozesse und der damit verbundenen Risiken erforderlich ist, um die Dynamik intraplattentektonischer Störungszonen umfassend zu erforschen.

Solche Ergebnisse können zudem besser in einem regionalen bis kontinentalen Kontext eingebunden werden, wenn auch geodynamische Modelle in Betracht gezogen werden (Friedrich et al. 2024), die nicht nur horizontale Spannungsverhältnisse, sondern auch mantelinduzierte Vertikalprozesse berücksichtigen.

Literaturverzeichnis

- Bauberger, W.; Cramer, P. & Tillmann, H. (1969): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6938 Regensburg, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de: Digitales Geländemodell 1 m (DGM 1), Lizenz: CC BY 4.0 (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) (Abruf am 16.07.2024).
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2011): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6939 Donaustauf. – Bearbeitung: Hans Peter Hann, Ernst Kroemer, Gerhard Schellmann, Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2015): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7041 Münster. – Bearbeitung: Gerhard Schellmann, Ulrich Blaha, Sara Neidinger, Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2017): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7040 Pfatter. – Bearbeitung: Gerhard Schellmann, Ulrich Blaha, Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2023): Digitale Geologische Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25), Augsburg (Stand: 08.12.2023).
- Friedrich, A. M.; Rieger, S. M.; Stotz, I. L.; Kahle, B.; Kübler, S. & Bunge, H.-P. (2024): Über die Bedeutung moderner geodynamischer Theorien im Licht der Intraplatten-Tektonik des Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, 130: 6–34, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Camelbeeck, T. & Meghraoui, M. (1996): Large earthquake in northern Europe more likely than once thought. – *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77 (42): 405–409.

- Chorowicz, J. & Sorlien, C. (1992): Oblique extensional tectonics in the Malawi Rift, Africa. – *Geological Society of America Bulletin*, 104 (8): 1015–1023.
- Eckardt, F. D.; Cotterill, F. P.; Flügel, T. J.; Kahle, B.; McFarlane, M. & Rowe, C. (2016): Mapping the surface geomorphology of the Makgadikgadi Rift Zone (MRZ). – *Quaternary International*, 404: 115–120.
- Esri, Maxar, Earthstar Geographics, World Imagery Satellitendaten:
www.arcgis.com/home/item.html?id=10df2279f9684e4a9f6a7f08febac2a9 (Abruf am 01.05.2024).
- European Space Agency, Sinergise (2021): Copernicus Global Digital Elevation Model. Distributed by OpenTopography. <https://doi.org/10.5069/G9028PQB> (Abruf am 01.05.2024).
- Friedrich, A. M.; Wernicke, B. P.; Niemi, N. A.; Bennett, R. A. & Davis, J. L. (2003): Comparison of geodetic and geologic data from the Wasatch region, Utah, and implications for the spectral character of Earth deformation at periods of 10 to 10 million years. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108 (B4): 2199.
- Friedrich, A. M.; Lee, J.; Wernicke, B. P. & Sieh, K. (2004): Geologic context of geodetic data across a Basin and Range normal fault, Crescent Valley, Nevada. – *Tectonics*, 23 (2): TC2015.
- GLA – Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern 1:500 000. 4. Auflage: 329 S., München.
- Grünthal, G.; Wahlström, R. & Stromeyer, D. (2009): The unified catalogue of earthquakes in central, northern, and northwestern Europe (CENEC)—updated and expanded to the last millennium. – *Journal of Seismology*, 13 (4): 517–541.
- Herget, G. & Köhler, H. (1976): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6940 Wörth a. d. Donau, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Hoffmann, M. (2017): Young tectonic evolution of the Northern Alpine Foreland Basin, southern Germany, based on linking geomorphology and structural geology. – Dissertation: 212 S., Ludwig-Maximilians-Universität München, München.
- Kraus, E. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. – *Geognostische Jahreshefte*, 28: 91–168.
- Kübler, S.; Owenga, P.; Reynolds, S. C.; Rucina, S. M. & King, G. C. (2015): Animal movements in the Kenya Rift and evidence for the earliest ambush hunting by hominins. – *Scientific reports*, 5(1): 1–7.
- Kübler, S.; Rucina, S.; Reynolds, S.; Owenga, P.; Bailey, G. & King, G. (2016): Edaphic and topographic constraints on exploitation of the Central Kenya Rift by large mammals and early hominins. – *Open Quaternary*, 2: 1–18.
- Kübler, S.; Streich, R.; Lück, E.; Hoffmann, M.; Friedrich, A. & Strecker, M. (2017): Active faulting in a populated low-strain setting (Lower Rhine Graben, Central Europe) identified by geomorphic, geophysical and geological analysis. – *Geological Society, London, Special Publications*, 432 (1): 127–146.
- Kübler, S.; Friedrich, A. M.; Gold, R. D. & Strecker, M. R. (2018): Historical coseismic surface deformation of fluvial gravel deposits, Schafberg fault, Lower Rhine Graben, Germany. – *International Journal of Earth Sciences*, 107 (2): 571–585.

LfU siehe Bayerisches Landesamt für Umwelt

Lin, A.; Rao, G. & Yan, B. (2015): Flexural fold structures and active faults in the northern–western Weihe Graben, central China. – *Journal of Asian Earth Sciences*, 114: 226–241.

Ludat, A. & Kübler, S. (2023): Tectonic controls on the ecosystem of the Mara River basin, East Africa, from geomorphological and spectral index analysis. – *Biogeosciences*, 20 (10): 1991–2012.

Ludat, A. L.; Dusingizimana, M. W.; Friedrich, A. M.; Aßbichler, D.; Zebari, M. & Kahle, B. (2024): Geologisch-Petrologische Charakterisierung der Störungszonen im Vorderen Bayerischen Wald im Hinblick auf Datierbarkeit der Störungsaktivität. – *Geologica Bavarica*, 130: 56–88, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

Mazzotti, S. (2007): Geodynamic models for earthquake studies in intraplate North America. In: Stein, S., & Mazzotti, S. [Hrsg.]: *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*. – *Geological Society of America Special Paper*, 425: 17–33.

McCalpin, J. P. [Hrsg.] (2009): *Paleoseismology. Second Edition* – *International Geophysics*, 95: 615 S.

Meghraoui, M.; Delouis, B.; Ferry, M.; Giardini, D.; Huggenberger, P.; Spottke, I. & Granet, M. (2001): Active normal faulting in the upper Rhine graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake. – *Science*, 293 (5537): 2070–2073.

Salomon, G. W.; New, T.; Muir, R. A.; Whitehead, B.; Scheiber-Enslin, S.; Smit, J.; Stevens, V.; Kahle, B.; Kahle, R.; Eckardt, F. & Sloan, A. (2022): Geomorphological and geophysical analyses of the Hebron Fault, SW Namibia: implications for stable continental region seismic hazard. – *Geophysical Journal International*, 229(1): 235–254.

Stein, S. & Friedrich, A. M. (2014): How much can we clear the crystal ball? – *Astronomy & Geophysics*, 55 (2): 2–11.

Stein, S. & Liu, M. (2009): Long aftershock sequences within continents and implications for earthquake hazard assessment. – *Nature*, 462 (7269): 87–89.

Stein, S., & Mazzotti, S. (2007): *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*. – *Geological Society of America Special Paper*, 425: 17–33.

Unger, H. J. & Schwarzmeier, J. (1987): Bemerkungen zum tektonischen Werdegang Südostbayerns. – *Geologisches Jahrbuch Reihe A*, 105: 3–23.

Unger, H. J. (1999): Die tektonischen Strukturen der bayerischen Ostmolasse. – *Documenta naturae*, 125: 1–16, München.

van der Wal, J. L.; Nottebaum, V. C.; Stauch, G.; Binnie, S. A.; Batkishig, O.; Lehmkuhl, F. & Reicherter, K. (2021): Geomorphological Evidence of Active Faulting in Low Seismicity Regions—Examples From the Valley of Gobi Lakes, Southern Mongolia. – *Frontiers in Earth Science*, 8: 589814.

Vanneste, K.; Meghraoui, M. & Camelbeeck, T. (1999): Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgian portion of the Feldbiss Fault, Lower Rhine Graben system. – *Tectonophysics*, 309 (1–4): 57–79.

Vanneste, K.; Verbeeck, K.; Camelbeeck, T.; Paulissen, E.; Meghraoui, M.; Renardy, F.; Jongmans, D. & Frechen, M. (2001): Surface-rupturing history of the Bree fault scarp, Roer Valley graben: Evidence for six events since the late Pleistocene. – *Journal of Seismology*, 5: 329–359.

Walter, R. (2007): *Geologie von Mitteleuropa*. 7. Auflage: 511 S., Schweizerbart.

Zebari, M.; Friedrich, A. M.; Ludat, A. L.; Kahle, B.; Rieger, S. M. & Kübler, S. (2024): The role of late Cenozoic intraplate tectonic in shaping the topography of the Bavarian Forest, southwestern Bohemian Massif, Germany. – *Geologica Bavarica*, 130: 35–55, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

Zielke, O. & Strecker, M. R. (2009): Recurrence of large earthquakes in magmatic continental rifts: insights from a paleoseismic study along the Laikipia–Marmanet Fault, Subukia Valley, Kenya Rift: – *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99 (1): 61–70.

Zitzmann, A. (2003): Die Geologische Übersichtskarte 1:200 000 – von der Karte bis zur Sachdatenbank. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 154: 121–139.

Bildrechte

Simon Kübler, LMU Lehrstuhl für Geologie, München: Abb. 1, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5

Morphogenetische Untersuchungen zur Neotektonik im Umfeld der Cham-Further Senke

Ernst Kroemer, Torsten Hahn & Simon Kübler

2	Methodik	279
3	Neotektonischer Schollenbau im Umfeld der Cham-Further Senke	279
4	Deformationsstrukturen in plio- bis unterpleistozänen Flusssandablagerungen im Chamer Becken	284
5	Relative Versatzbeträge zwischen neotektonisch aktiven Teilschollen im Umfeld der Cham-Further Senke	286
5.1	Abschätzung anhand tertiärer Verwitterungsbildungen	286
5.2	Abschätzung anhand plio- bis pleistozäner fluviatiler Terrassenreste	286
6	Relative Hebungsraten von neotektonisch aktiven Teilschollen im Umfeld der Cham-Further Senke	289
7	Zusammenfassung	289

1 Überblick zum Arbeitsgebiet und Ziel der Untersuchung

Die in WSW-ENE-Richtung zwischen den Höhenzügen des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes verlaufende morphologische Senkungszone wird als Cham-Further Senke bezeichnet (Meynen & Schmitzhüsen 1953–1962). Die Senkungszone ist zwischen 2 und 15 km breit, etwa 40 km lang und erstreckt sich im Osten bis nach Tschechien hinein. Der hügelige Ostteil liegt auf 400 bis 550 m NHN, der flache bis hügelige Westteil auf 360 bis 500 m NHN. Entwässert wird die Cham-Further Senke von den Flüssen Regen und Chamb in westsüdwestlicher Richtung. Beide Flüsse fließen über weite Strecken in breiten Auenbereichen. Südwestlich Furth im Wald und südwestlich Weiding quert der Fluss Chamb aber auch Bergrücken in Durchbruchstälern. Das Gleiche gilt für den Regen bei Chamerau und südwestlich von Roding.

Intern kann die Cham-Further Senke durch hineinragende Bergrücken in drei Teilbecken gegliedert werden: Das Chamer Becken (Eberts et al. 2021) als westlichstes Teilbecken umfasst die Vilzinger und Pemflinger Bucht sowie die Cham-Rodinger Regenniederung (Müller-Hohenstein 1973). Das mittlere Teilbecken wird als Arnschwanger Becken und das östliche als Furth-Eschlkamer Riedelland (Müller-Hohenstein 1973) bezeichnet.

Im geologischen Sinne bildet die Cham-Further Senke eine relativ abgesenkte Zone im bayerischen Grundgebirgsbereich, in welcher sich verbreitet noch Teile der tertiären Verwitterungs- und Zersatzzone erhalten haben, bereichsweise nahezu vollständig und lokal auch mit miozäner Sedimentauflage (LfU 2007b). Neben den Tertiärrelikten sind in der Cham-Further Senke quartäre Ablagerungen weit verbreitet, unter anderem verschiedene pleistozäne Flussablagerungen. Der äußere Rahmen wird von Gneisen mit Granitintrusionen gebildet, bei denen die ehemals tiefgründige, tertiäre In-situ-Verwitterung vielfach bereits vollständig abgetragen wurde.

Deren Durchbruchstalabschnitte deuten darauf hin, dass die Heraushebung der querenden Höhenrücken jünger ist, als die Entstehung des Flussnetzes im Miozän (Louis 1984).

Ziele dieser Arbeit sind die Überprüfung dieser These anhand morphogenetischer Untersuchungen, die Abschätzung der Beträge neotektonischer Relativbewegungen zwischen den Teilschollen sowie eine Abschätzung der Hebungsraten. Dabei werden nur die beiden westlichen Teilbecken der Cham-Further Senke (Chamer und Arnschwanger Becken) sowie die umliegenden Regionen, einschließlich des westlich an die Cham-Further Senke angrenzenden Ostteils der Bodenwöhrer Senke (Abb. 1) betrachtet. Das Furth-Eschlkamer Riedelland und sein Umfeld ist nicht Gegenstand dieser Untersuchung.

2 Methodik

Zur Erfassung des vermuteten, neotektonischen Schollenmusters wurde in einem ersten Arbeitsschritt die Lage begrenzender Störungen von einzelnen Teilschollen im Bereich der Cham-Further Senke und in ihrem Umfeld über einen morphogenetischen Ansatz erfasst. Dazu wurden aus der digitalen Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25, LfU 2024a) die für die Fragestellung relevanten tertiären und quartären Ablagerungen und Verwitterungsbildungen extrahiert und diese anschließend zu generalisierten Einheiten zusammengefasst (Abb. 2).

Zur Berücksichtigung der heutigen Morphologie wurde das auf LiDAR-Daten beruhende Digitale Geländemodell (DGM1, Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de) mit einer Auflösung von 1 m und einer Vertikalgenauigkeit von besser 0,2 m verwendet. Für die Erfassung des tektonischen Schollenmusters fand vor allem eine transparent überlagerte Kombination von zwei Schummerungen mit Beleuchtungen aus Nordwesten und Nordosten und einer farbigen Höhengschichtung Anwendung. Für die Lokalisierung von Teilschollen-begrenzenden Störungen wurden zusätzlich die auf Basis des DGM1 (Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de) errechneten 1 m-Höhenlinien, die Ergebnisse einer Lineamentanalyse (Hahn 2024) und verschiedene geomorphologische Indizes, wie beispielsweise die Oberflächenrauheit „*Surface Roughness Factor*“ (SRF) berücksichtigt, welche im Rahmen einer Projektzusammenarbeit mit der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg erstellt worden sind (de Wall & Stollhofen 2019). Auf diesem Weg erfasste, potentielle Störungen wurden hinsichtlich ihrer Plausibilität mit den kartierten Störungen und den geologischen Haupteinheiten in der dGK25 (LfU 2024a) abgeglichen. Anschließend erfolgte die Erstellung eines Schollenmosaiks aus relativ gehobenen und abgesenkten Teilschollen unter Berücksichtigung der heutigen Morphologie, des Vorhandenseins oder Fehlens von tertiären Sedimenten und/oder Verwitterungs- und Zersatzbildungen.

Im zweiten Teil der Arbeit wurde der Betrag an Relativbewegungen und Hebungsraten zwischen den relativ abgesenkten Becken und den umliegenden, stärker gehobenen Blockschollen ermittelt. Dazu wurden die Höhenniveaus zwischen Regionen mit und ohne erhaltener Verwitterungsbildung sowie die Vorkommen und Höhenlagen von plio- bis pleistozänen und unter- bis mittelpleistozänen Flussablagerungen verglichen.

3 Neotektonischer Schollenbau im Umfeld der Cham-Further Senke

Zur Erfassung des neotektonischen Schollenbaus ist neben der heutigen Morphologie (Abb. 1) das Vorhandensein oder Fehlen von tertiären Ablagerungen und/oder Verwitterungsbildungen von besonderer Bedeutung. Wie in Abb. 2 zu sehen, sind diese besonders im Bereich des Chamer Beckens und

südlich davon sowie im Arnschwanger Becken weit verbreitet erhalten. Die Vorkommen am Nordrand des Bearbeitungsgebietes gehören bereits zum Rötzer Becken. Weitere Vorkommen im Südostteil bilden NW-SE streichende Zonen entlang der Rundinger Zone und der Pfahl-Störung. Darüber hinaus nehmen kretazische bis tertiäre Verwitterungs- und Zersatzbildungen südwestlich von Roding weite Flächen im Bereich südlich der Kreidevorkommen der Bodenwöhrer Senke ein.

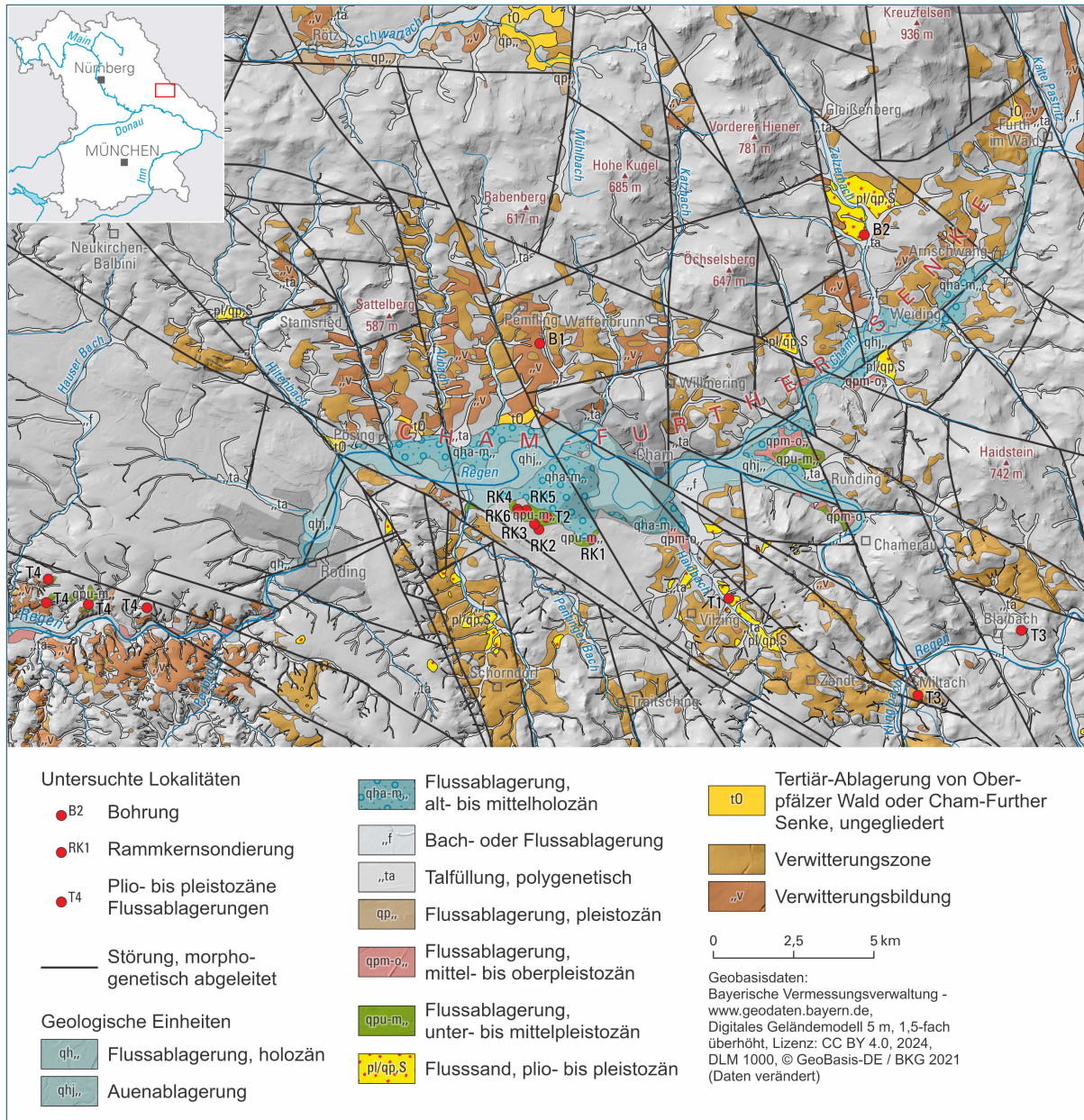


Abb. 2: Verbreitung neogener und quartärer Ablagerungen und von Verwitterungsbildungen (dGK25, LfU 2024a), Lage der untersuchten Lokaltäten und morphogenetisch abgeleitete Störungen im Umfeld der Cham-Further Senke

Vollständig oder weitgehend fehlen derartige Bildungen in dem Höhenzug zwischen Chamer und Rötzer Becken, der von den Bergrücken südlich von Rötz im Nordwesten bis kurz vor Weiding im Südosten verläuft. Das Gleiche gilt für die Bergrücken nördlich des Arnschwanger Beckens, für den Bereich um den Haidstein östlich von Runding, für den Höhenrücken zwischen Rundinger Zone und Pfahl-Störung südöstlich von Cham und westlich von Blaibach sowie für das Gebiet um den Sattelberg östlich von Stamsried.

In den Zeitraum Pliozän bis Pleistozän gestellte, fluviatile Sandablagerungen haben sich vor allem im Südtteil des Chamer Beckens um Vilzing und südwestlich der Pfahl-Störung in der Region nördlich von Schorndorf erhalten. Weitere Vorkommen liegen im Bereich des Arnschwanger Beckens. Einzelne Relikte vergleichbarer Sandablagerungen kommen darüber hinaus in höherer morphologischer Position westlich und östlich des Chamer Beckens vor.

Die im Rahmen dieser Untersuchung morphogenetisch erfassten Störungen sind in Abb. 1 und Abb. 2 dargestellt. Neben den beiden bedeutenden WNW-ESE streichenden Störungen (Rundinger Zone, Pfahl-Störung) wurde eine weitere bisher unbekannte, WNW-ESE streichende Störung erfasst, die den WNW-ESE streichenden Höhenzug zwischen Chamer und Rötzer Becken nach Süden begrenzt und die als nordöstliche Begrenzung des Chamer Beckens angesehen werden kann. Weniger bedeutende Störungen in dieser Orientierung sind auch aus dem Bereich der Kreideablagerungen der Bodenwöhrer Senke aus dem Bereich südlich von Roding bekannt (dGK25, LfU 2024a).

Weitere morphogenetisch erfasste Störungen verlaufen vor allem in N(NE)-S(SW)- und NNW-SSE-Richtung. Sie werden von uns als Teil des Regensburg-Leipzig-Störungssystems angesehen. Zu diesen gehören auch die Cham-Störung als westliche Begrenzung der Stallwang-Winklerner Störungszone und die Rattenberg-Störung als deren östliche Begrenzung (Eberts et al. 2021; de Wall & Stollhofen 2019), sowie bisher unbenannte und zum Teil in der dGK25 (LfU 2024a) enthaltene kürzere Störungssegmente. Störungen mit dieser Orientierung bilden teilweise die westliche (Cham-Störung) und östliche Begrenzung des Chamer Beckens sowie die westliche Begrenzung des Arnschwanger Beckens. Störungen mit vergleichbarer Orientierung wurden sehr häufig bei Störungsaufnahmen in Aufschlüssen in dem südlich an die Cham-Further Senke angrenzenden Bayerischen Wald aufgefunden und sind vorwiegend als Blattverschiebungen ausgebildet (Kürschner 2024; Methner & Wauschkuhn 2024).

Morphogenetisch weniger deutlich ausgeprägt sind NE-SW streichende Störungen im Bereich der Cham-Further Senke. In dieser Orientierung verlaufende Störungen sind auch aus dem Bereich mit Kreideablagerungen in der Bodenwöhrer Senke südlich von Roding bekannt (Abb. 2).

Seltener konnten E-W streichende Störungen morphogenetisch erfasst werden. Dazu gehören neben einigen kürzeren Störungssegmenten vor allem die südliche Begrenzungsstörung des Rötzer Beckens, die ebenfalls teilweise bereits in der dGK25 (LfU 2024a) dargestellt ist.

Einzelne NW-SE streichende Störungen konnten morphogenetisch vor allem nördlich der Pfahl-Störung im Nordwestteil des Arbeitsgebietes und im Bereich des Arnschwanger Beckens im Nordostteil erfasst werden.

Unter den Bedingungen des (sub-)rezenten Stressfeldes mit einer NNW-SSE orientierten Kompressionsrichtung (Kürschner & Schwenk 2024; Reiter et al. 2015) ist zu erwarten, dass Störungen in WNW-ESE-Richtung dextral-transpressiv reaktiviert wurden, in NW-SE-Richtung verlaufende Störungen als dextrale Blattverschiebungen, NNW-SSE streichende Störungen als Abschiebungen und NNE-SSW verlaufende Störungen als sinistrale Blattverschiebungen. Für NE-SW orientierte Störungen ist unter dem (sub-)rezenten Stressfeld eine Aktivierung mit aufschiebender Kinematik zu erwarten.

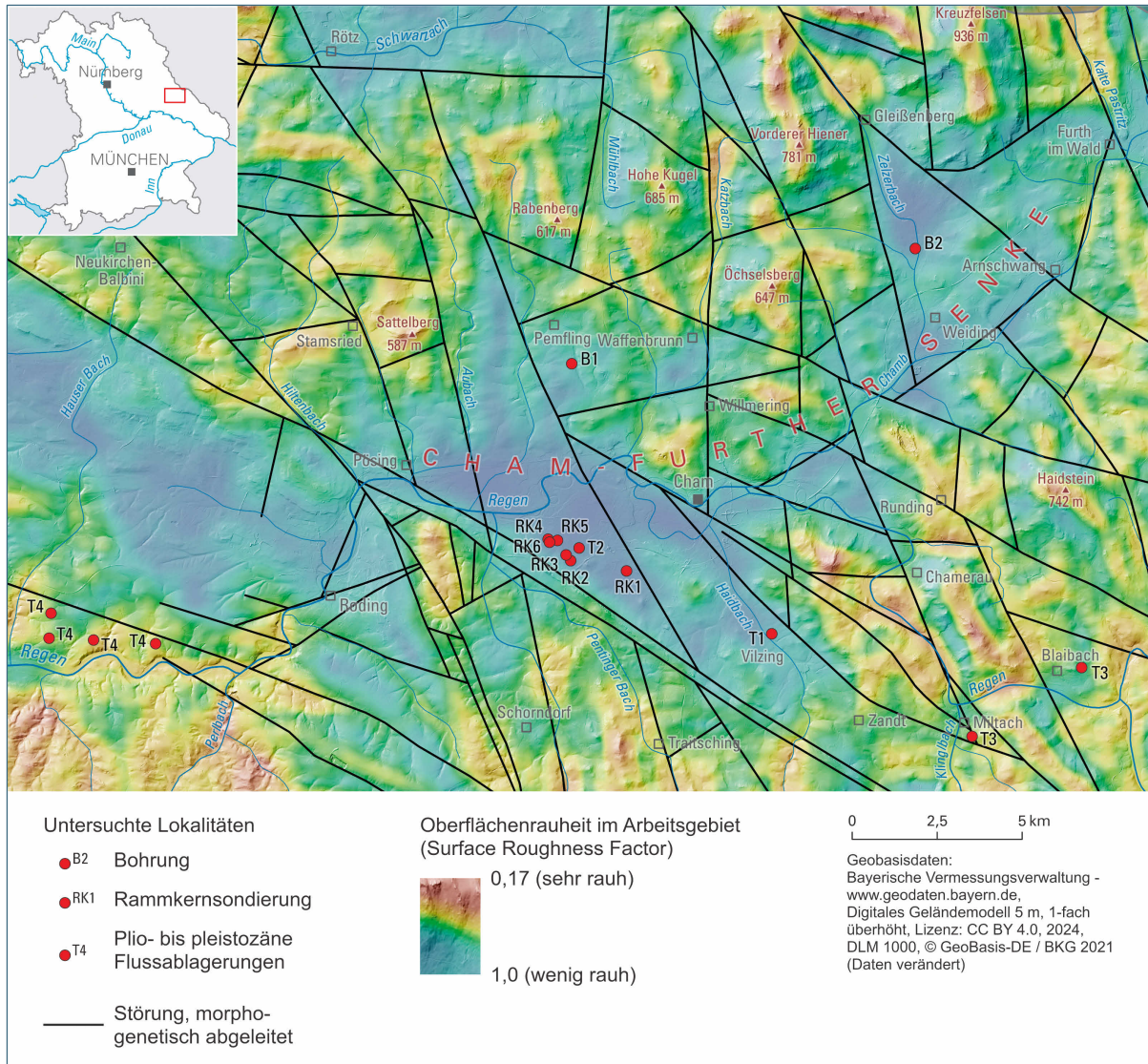


Abb. 3: Oberflächenrauheit „Surface Roughness Factor“ im Umfeld der Cham-Further Senke nach de Wall & Stollhofen (2019) überlagert mit Schummerung und Lage der morphogenetisch erfassten Störungen; SRF berechnet mit „Moving Window“ von 111 Pixel (1.110 m) auf Basis eines auf 10 m herunter skalierten DGM1 (Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de)

Zur Erfassung der relativen Blockbewegungen wurde neben der Verbreitung der tertiären Ablagerungen und Verwitterungsbildungen sowie der heutigen Morphologie auch die Oberflächenrauheit in Form des „Surface Roughness Factor“ berücksichtigt (Abb. 3). Niedrige SRF-Werte bedeuten hierbei größere Oberflächenrauheit. Der SRF-Faktor ist sowohl abhängig von der Verwitterungsanfälligkeit der Lithologie als auch von neotektonischer Aktivität (Eberts 2022) und damit ein guter Parameter um möglicherweise nicht in der dGK25 (LfU 2024a) erfasste Bereiche mit leichter erodierbaren Verwitterungsbildungen zu erkennen. Unter der Berücksichtigung vergleichbarer Lithologien weisen Regionen mit starker Oberflächenrauheit (niedrige SRF-Werte) auf eine Verjüngung der Landschaftsform durch junge Hebung und das Vorhandensein erosionsbeständigerer Gesteine hin. Zonen mit niedriger Oberflächenrauheit (hohe SRF-Werte) können dagegen auf erhaltene Reste der alten, tertiären Rumpffläche hindeuten, deren weniger raue Oberflächenformen neben einer geringeren neotektonischen Heraushebung auch auf eine leichtere Erodierbarkeit der Verwitterungs- und Zersatzbildungen zurückgehen kann.

Die morphogenetisch abgeleiteten, neotektonischen Relativbewegungen der verschiedenen Krustenblöcke im Bereich der Cham-Further Senke zeigt Abb. 4:

- Als stark gehoben wurden Krustenblöcke bezeichnet, die so stark gehoben wurden, dass tertiäre Verwitterungsbildungen weitgehend bis vollständig erodiert wurden. Dazu gehört der Höhenrücken zwischen dem Rötzer und dem Chamer Becken, die Bergrücken nördlich des Arnschwanger Beckens, der Haidsteinblock, der Bergrücken entlang des Regentals bei Chamerau und im Westen des Chamer Beckens der Sattelbergblock und der Bergrücken östlich von Roding.
- Weitere Krustenblöcke wurden als gehoben gekennzeichnet, wenn sie zwar morphologische Erhebungen darstellen, sich in diesen Regionen aber zugleich noch Erosionsreste der tertiären Verwitterungsbildungen erhalten haben.
- Als nicht oder wenig gehoben wurden dagegen Krustenblöcke gekennzeichnet, die durch relativ niedrige Höhenlage, niedrigere Rauigkeiten, durch weit verbreitet erhaltene tertiäre Verwitterungsbildungen und durch lokal erhaltene Tertiär-Ablagerungen charakterisiert sind. Dazu gehören vor allem das Chamer und Arnschwanger Becken, sowie der Anschnitt des Rötzer Beckens am nördlichen Rand des Arbeitsgebietes.

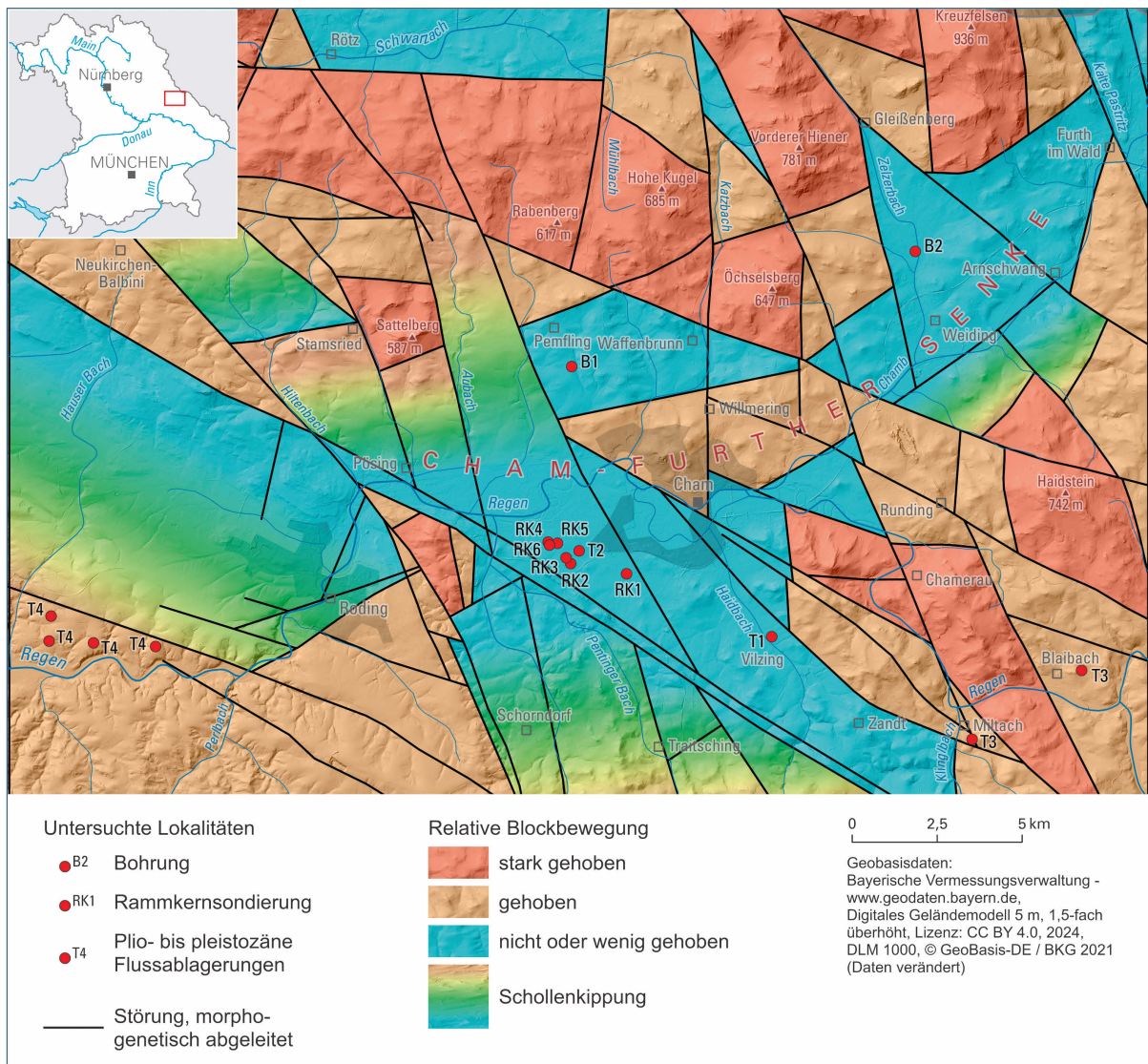


Abb. 4: Neotektonische Relativbewegungen der morphogenetisch abgeleiteten Krustenblöcke im Umfeld der Cham-Further Senke

Weitere Krustenblöcke wurden als eingekippt markiert (Schollenkipfung). Kennzeichnend dafür ist ein mehr oder weniger allmählicher Übergang aus Bereichen mit tiefer Höhenlage in Bereiche mit

erhöhter Höhenlage, eine Abnahme der Verbreitung von tertiären Verwitterungsbildungen in dieser Richtung und/oder eine Zunahme der Rauigkeit in Richtung des stärker gehobenen Teils. Zu den verkippten Krustenblöcken wurden die drei Teilschollen des Chamer Beckens nördlich der breiten Regentalau gerechnet. Diese werden als nach Südsüdosten eingekippte Schollen interpretiert, wobei sich jeweils im tiefsten Teil der Schollen noch tertiäre Ablagerungen erhalten haben. Die Scholle nordwestlich von Stamsried wird als eine leicht nach Südosten eingekippte Scholle angesehen. Darauf weist die allmähliche Zunahme der Höhenlage in Richtung Nordwesten und das lokale Vorkommen von plio- bis pleistozänen Flusssandablagerungen im südöstlichsten Teil des Krustenblocks hin. Als nach Nordnordwesten eingekippte Schollen werden dagegen die südlich der Pfahl-Störung liegenden Teile der Stallwang-Winklarn Störungszone interpretiert, wobei sich in ihrem nördlichen Teil noch Reste plio- bis pleistozäner Flusssandablagerungen erhalten haben. Nicht so deutlich zu erkennen ist eine Verkipfung der beiden Schollen südlich des Arnschwanger Beckens. Als Hinweis auf eine Verkipfung nach Nordwesten wurde die Abnahme der Verwitterungsbildungen in Richtung Südosten in der östlichen Scholle und das lokale Vorkommen von plio- bis pleistozänen Flusssandablagerung am nordwestlichen Rand der westlichen Scholle angesehen. Beide Schollen könnten aber auch als moderat gehobene Bereiche interpretiert werden. Der Bereich der Bodenwöhrer Senke bildet eine nach Nordnordosten eingekippte Scholle (Bodenwöhrer Halbgraben), was durch das generelle Einfallen der Kreideablagerungen in dieser Richtung belegt ist.

4 Deformationsstrukturen in plio- bis unterpleistozänen Flusssandablagerungen im Chamer Becken

Bei Aufschlussaufnahmen im Bereich des Sandvorkommens am Haidbach bei Ried am Sand (Abb. 2, T1) wurden mehrere Deformationsstrukturen innerhalb dieser Ablagerungen dokumentiert. Die am deutlichsten ausgeprägte Struktur zeigt eine steil nach Südosten einfallende Störung mit einem Versatz von etwa 10 cm im oberen Teil, der nach unten auf wenige Zentimeter abnimmt (Abb. 5). Im oberen Abschnitt der Störung sind Faltungen in den unmittelbar an die Störung angrenzenden Sanden zu erkennen.

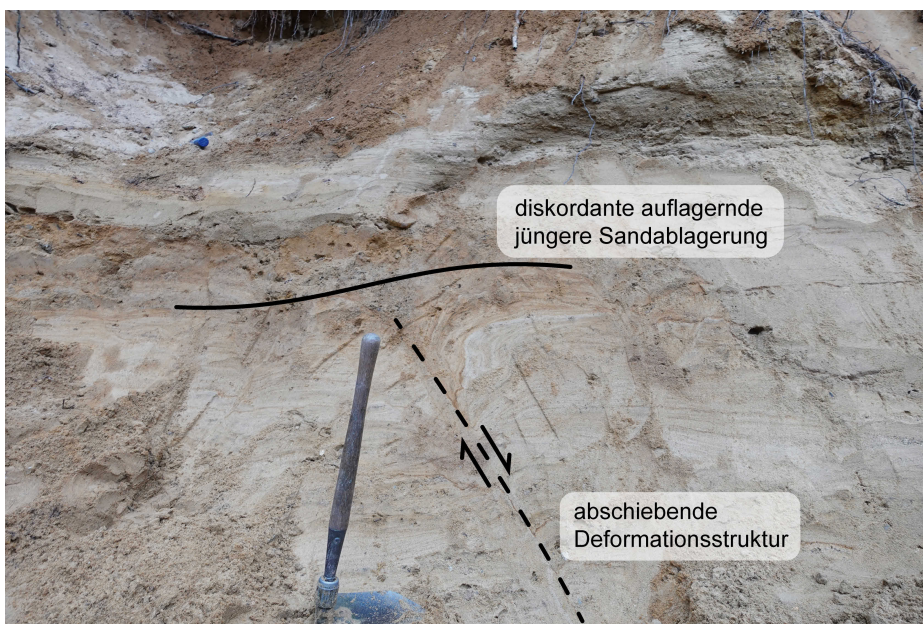


Abb. 5: Aufschluss am Haidbach bei Ried am Sand mit Blickrichtung nach Osten (UmweltAtlas Bayern: Objekt-ID 6842AG015011), deformierte, unterpleistozäne Flusssandablagerungen mit abschiebender Deformationsstruktur (Einfallen 70° nach 150°)

Außerdem wurde ein scheinbar gegensätzlicher Versatz entlang einiger Trennflächen beobachtet (Abb. 6). Die Trennflächen weisen zudem Hinweise auf Kleinstörungen auf, von denen einige keinen

sichtbaren Versatz zeigen, während andere einen solchen im cm-Bereich aufweisen. Zusätzlich wurden subparallel entlang der Sedimentschichten Eisenoxidanreicherungen beobachtet (Abb. 6).

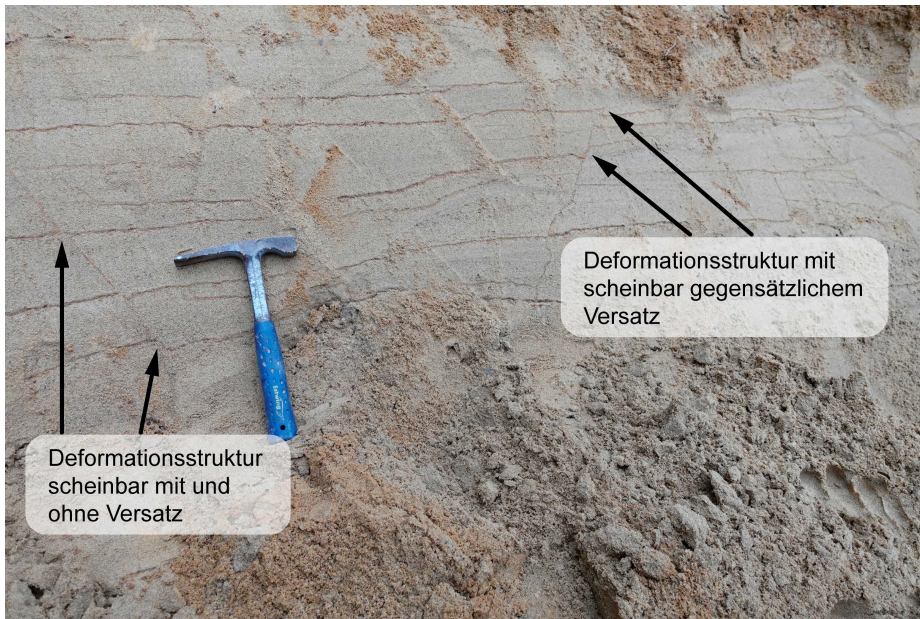


Abb. 6: Aufschluss am Haidbach bei Ried am Sand, mit Blickrichtung nach Osten (UmweltAtlas Bayern: Objekt-ID 6842AG015011), deformierte unterpleistozäne Flusssandablagerungen, Deformationsstrukturen mit scheinbar unterschiedlichem Versatz

Vermutlich sind die beobachteten Strukturen tektonischer Natur. Die Abnahme des Versatzes nach unten entlang der Hauptstruktur deutet auf eine Abschiebung in unverfestigten Sedimenten hin, bei denen der tektonische Stress in tieferen Bereichen zunehmend durch diffuse Verformung aufgenommen wird, anstatt sich in einem gleichmäßigen Versatz fortzusetzen (Fossen 2020). Die wechselhafte Ausprägung der scheinbaren Versatzbeträge entlang der vorwiegend NE-SW streichenden Kleinstörungen könnte zudem auf ein Störungssystem mit Blattverschiebungskomponente hindeuten.

Eine mögliche Erklärung für die kontraintuitiven Kompressionsstrukturen und Faltungen in einem hier vermuteten Abschiebungssystem wäre, dass es sich um eine antithetische Störung handelt, die im Zusammenhang mit einer nicht aufgeschlossenen Hauptstörung steht. In Halbgrabensystemen entstehen antithetische Störungen häufig als sekundäre Strukturen, die gegen die Hauptrichtung der Hauptstörung geneigt sind. Solche Strukturen können einen Teil der Deformation innerhalb des Systems aufnehmen (Groshong Jr 1989). In diesem Szenario könnte die beobachtete Kompression als Folge von Rotation innerhalb des Halbgrabensystems interpretiert werden. Rotationen der Sedimentblöcke könnten lokale Kompression und Faltung in den antithetischen Störungen verursachen, insbesondere im Zusammenhang mit seismischen Ereignissen. Diese Rotationsbewegungen könnten vorübergehend zu lokaler Kompression in einem extensionalen System führen. Solche antithetischen Störungen treten häufig in extensionalen Regimen auf, in denen das Streckungsfeld lokale Rotationseffekte erzeugt. Die nicht direkt beobachtete Hauptstörung könnte außerhalb des aufgeschlossenen Bereichs liegen. Daher wären die beobachteten Strukturen als Teil eines größeren neotektonischen Systems zu verstehen, bei dem Rotation und Extension innerhalb eines Halbgrabensystems verschiedene Verformungstypen erzeugen.

Alternativ könnten die Kompressionsstrukturen auch durch den Unterschied zwischen coseismischer und postseismischer Deformation erklärt werden. Während der coseismischen Phase eines Erdbebens kann es durch die elastische Reaktion des Gesteins zu kompressiven Strukturen kommen, selbst in einem Abschiebungssystem. Die elastische Reaktion der oberen Sedimentschichten auf den seismischen Impuls führt zu kurzfristiger Kompression, die sich in Faltungen äußert. In der darauffolgenden postseismischen Phase wird dieser Stress durch Dehnung und das Abschieben des Hanges abgebaut, was zu den beobachteten Deformationsbändern und Abschiebungen führt (Evans & Bradbury 2007).

Für eine abschließende Bewertung, und ob es sich bei den beobachteten Strukturen um primär tektonische Störungen handelt, wären jedoch weitere Untersuchungen, wie mikroskopische Analysen der verformten Sandablagerungen (Cashman et al. 2007), von Nutzen. Diese könnten helfen, Klarheit darüber zu schaffen, ob die beobachteten Verformungen durch primäre tektonische Bewegungen entstanden sind.

5 Relative Versatzbeträge zwischen neotektonisch aktiven Teilschollen im Umfeld der Cham-Further Senke

5.1 Abschätzung anhand tertiärer Verwitterungsbildungen

Die im Bereich des Chamer Beckens im Jahr 2003 abgeteufte Forschungsbohrung Pitzling (Abb. 2–Abb. 4, B1) (UmweltAtlas Bayern: Objekt-ID 6741BG000160) traf eine tertiäre In-situ-Verwitterung von 50 m Mächtigkeit bei einem Ansatzpunkt von 406 m NHN an. Die das Chamer Becken umgebenden Gipffluren zeigen Höhen von 587 m NHN (Sattelberg), 617 m NHN (Rabenberg), 685 m NHN (Hohe Kugel) und 647 m NHN (Öchselsberg) bei Entfernungen von 4 bis 5 km zur Forschungsbohrung Pitzling. Die jetzige Höhe der erhaltenen tertiären Landoberfläche im Bereich des Chamer Beckens liegt bei etwa 400 m NHN. Bei Annahme einer im Bereich der Gipffluren erodierten, ehemaligen In-situ-Verwitterung von etwa 50 m Mächtigkeit, liegen Relativbewegungen von mindestens 240 m zwischen Chamer Becken und dem westlicher der Cham-Störung liegenden Sattelberg-Block und mindestens 330 m zwischen dem Chamer Becken und dem nordöstlich angrenzenden Höhenzug vor.

Im Bereich des Arnschwanger Beckens wurde im Jahr 2006 die Forschungsbohrung Dalking (Abb. 2–Abb. 4, B2), (UmweltAtlas Bayern: Objekt-ID 6742BG015092) abgeteuft. Bei einem Ansatzpunkt von 381 m NHN zeigt die Bohrung unter etwa 5 m mächtigen pleistozänen Ablagerungen noch einen Meter tertiäre Sedimente und anschließend tertiäre In-situ-Verwitterung bis zur Endteufe von 42,3 m. Die das Arnschwanger Becken umgebenden Gipffluren liegen bei 647 m NHN (Öchselsberg), 781 m NHN (Vorderer Hiener), 936 m NHN (Kreuzfelsen) und 742 m NHN (Haidstein) bei Entfernungen von 4 bis 8 km zur Forschungsbohrung Dalking. Die daraus ableitbaren Relativbewegungen betragen mindestens 310 m zwischen dem Arnschwanger Becken und den westlich angrenzenden Höhenzügen, mindestens 440 m zu den nordwestlich und 400 m zu südlich angrenzenden Erhebungen und mindestens 640 m zu den nördlich angrenzenden höchsten Erhebungen des Oberpfälzer Waldes.

5.2 Abschätzung anhand plio- bis pleistozäner fluviatiler Terrassenreste

Zur weiteren zeitlichen Einordnung tektonischer Relativbewegung wurden plio- bis pleistozäne fluviatile Ablagerungen entlang des Regentals (Tab. 1) bezüglich ihres Höhengniveaus und ihrer sedimentären Zusammensetzung beurteilt. Die altersmäßige Zuordnung der Terrassen und Terrassenrelikte ist als unsicher zu betrachten.

Die jeweils höchsten Terrassenrelikte werden allgemein in das Pliozän bis Pleistozän eingestuft, tieferliegende entsprechend jünger. Morphogenetische Befunde, die dies unterstützen fehlen bisher. Jedoch sind in der Region die höherliegenden Terrassen in der Regel älter als die tieferliegenden, da seit dem Miozän im Bereich von Süddeutschland generell eine weiträumige Hebung stattgefunden hat.

Zur unterschiedlichen Nomenklatur dieser geologischen Einheiten ist zu bemerken, dass diese aus unterschiedlichen Ständen der Generallegende herrühren. Die Generallegende umfasst alle Einheiten der geologischen Karte von Bayern im Maßstab 1:25 000. Besonders die Umstellung der ehemals in Bayern gebräuchlichen Differenzierung der quartären zeitlichen Zuordnung (Jungpleistozän, Mittelpleistozän, Altpleistozän, Ältestpleistozän) auf die internationale Gliederung (Oberpleistozän,

Mittelpleistozän, Unterpleistozän) kann zu Missverständnissen führen, da das Mittelpleistozän internationaler Gliederung das frühere Alt- und Mittelpleistozän umfasst. Zum Zweck dieser Bearbeitung wurden die unterschiedlichen Kürzel aus der GK25/dGK25 in Abb. 2 vereinheitlicht und leicht generalisiert.

Tab. 1: Überblick der plio- bis pleistozänen Ablagerungen mit Kürzel, Beschreibung und Referenzen zur Geologischen Karte von Bayern im Maßstab 1:25 000 (GK25).

GK25, Kürzel	GK25, Kurztext der Legende	Referenz
pl/qp,S	Flusssand, pliozän bis pleistozän	LfU (2011a; 2011b; 2011c)
pl-qpe,S	Flusssand, ? pliozän bis ältestpleistozän	LfU (2007a; 2007b)
qpu-m,G	Flussschotter, unter- bis mittelpleistozän	LfU (2007b; 2011c)
qpa-m,G	Flussschotter, ? alt- bis mittelpleistozän	LfU (2007b)
qpm,G	Flussschotter, mittelpleistozän	LfU (2011b)
	Geröllstreu, als Übersignatur auf verschiedenen Niveaus	LfU (2007b; 2011a; 2011c)

Im Folgenden werden die wichtigsten Vorkommen pleistozäner Ablagerungen beschrieben:

Plio- bis pleistozäne Flusssandablagerungen im Umfeld der Cham-Further Senke

pl/qp,S (pl/qp,S und pl/qpe,S in GK25, LfU 2007a; 2007b; 2011a; 2011b; 2011c)

Aktuell aufgeschlossen sind diese Sandablagerungen in einer kleinen Abbaustelle am Haidbach bei Ried am Sand (Abb. 2, T1). Es liegen hier Feldspat führende Sande (schwach grobsandiger Mittelsand, Gerölle führend) fluviatiler Genese vor. Die Mächtigkeit beträgt bis über 10 m. Die Akkumulation lässt sich nicht aus dem aktuellen Einzugsgebiet herleiten. Die Sande enthalten Störungen und weitere, vermutlich tektonisch induzierte Bruchstrukturen (Abb. 5 und Abb. 6).

Vergleichbare, sicher quartäre Flussablagerungen enthalten durchwegs – zumindest in Teilen – nennenswerte Schotteranteile und haben im Allgemeinen maximale Mächtigkeiten von 5 m. Dies ist die typische Mächtigkeit einer Schotterakkumulation für alle Flüsse des Periglazialraums in Bayern. Bei größeren Mächtigkeiten liegen gestapelte Terrassenkörper vor. Dies ist vor allem im Main-Einzugsgebiet verbreitet, kommt aber auch im Bereich des Zusammenflusses von Waldnaab und Haidenaab vor.

Derzeit wird angenommen, dass der Ursprung dieser Sande der erodierte tertiäre Zersatz ist. Zusätzlich ist von einer Absenkung im Bereich der Cham-Further Senke auszugehen, so dass diese völlig unverfestigten Sande sich bis heute erhalten konnten. Die wenigen eingelagerten Gneis-Gerölle sind teilweise frisch, teilweise aber auch verwittert und entfestigt. Nach einer kürzlich erfolgten Aufschlussaufnahme spricht vor allem das Farbspektrum (fahle graubraune Farbe) dafür, dass die bisher in den Zeitraum Plio- bis Pleistozän gestellten Sandablagerungen eher in das Unterpleistozän zu stellen sind. Diese Flusssande liegen heute im Bereich des Chamer Beckens und nördlich Schorndorf auf 400 bis 420 m NHN (Oberkanten) und damit um 30 bis 50 m über dem heutigen Talniveau des Regens. Vergleichbare Ablagerungen im Arnschwanger Becken liegen auf 380 bis 395 m NHN und damit um 10 bis 20 m über dem Talniveau des Flusses Chamb. Kleinere, von der Erosion verschonte Relikt-vorkommen mit vergleichbaren Sandablagerungen existieren östlich und westlich des Chamer Beckens. Im Bereich des Höhenzuges westlich Chamerau liegen diese in einer Höhe von 460 bis 490 m NHN und damit um 90 bis 110 m über dem heutigen Talniveau des Regens. Westlich des Chamer Beckens gibt es zwei Vorkommen mit vergleichbaren Sandablagerungen südlich und südöstlich von Roding in Höhen von 470 bis 500 m NHN und damit um 120 bis 140 m über dem heutigen Talniveau des Regens. Dies weist auf pleistozäne Relativbewegungen zwischen einzelnen Teilblöcken im

Bereich der Cham-Further Senke hin, die mindestens 80 m erreicht haben. Da in den stärker gehobenen Blöcken keine Relikte vergleichbarer Sandablagerungen erhalten sind, ist es wahrscheinlich, dass die vertikalen Versatzbeträge im Pleistozän auch größere Beträge erreicht haben.

Älterpleistozäne Schotter des Regens innerhalb der Cham-Further Senke

qpu-m,, (qpu-m,G, qpa-m,G, qpm,G in GK25, LfU 2007b; 2011b; 2011c)

Südlich des Regens, zwischen Untertraubenbach im Westen und Haidhäuser im Osten, sind etwa 15 m über Talniveau die ältesten Terrassenreste erhalten (Abb. 2, T2). Im Zuge der geologischen Kartierung des Blattes 6741 Cham-West in den Jahren 2002 bis 2003 (LfU 2007b) wurden auf den Terrassen und im Umfeld 6 Rammkernsondierungen durchgeführt (Abb. 2, RK1–6) (UmweltAtlas Bayern: Objekt-ID 6741BG015004, 6741BG015005, 6741BG015012 bis 6741BG015015). Die Flussablagerungen liegen als verlehnte Kiessande bis verlehnte, kiesige Sande vor. Die Restmächtigkeit beträgt etwa 1,5 m.

Als Besonderheit und als Hinweis auf das Alter war auffällig, dass jedes Geröll eine Windpolitur aufweist (Abb. 7). Dies ist nur durch mehrfache kryoturbate Durchbewegung zu erklären. Unter Betrachtung dieser Umstände, und da von einer ursprünglichen Mächtigkeit von etwa 5 m ausgegangen wird, ist von einem erforderlichen Mindestalter von etwa 400.000 Jahren (viertletzte Glazial) auszugehen.



Abb. 7:
Windpolierte Gerölle
der Terrasse zwischen
Untertraubenbach und
Haidhäuser (Abb. 2,
T2), Kantenlänge der
Probenbox 15x10 cm
(UmweltAtlas Bayern:
Objekt-ID
6741SG015012)

Schottervorkommen des Regens außerhalb der Cham-Further Senke

qpu-m,, (pl/qp,G und Geröllstreu, als Übersignatur, auf verschiedenen Niveaus in dGK25, LfU 2024a)

Flussaufwärts der Cham-Further Senke treten auf Blatt 6842 Miltach (LfU 2011c) bei Miltach und Blai-bach (Abb. 2, T3), sowie auf Blatt 6843 Bad Kötzting (LfU 2007c) bei Pirka, nördlich von Viechtach (Vorkommen außerhalb des Kartenausschnitts in Abb. 2) mit etwa 40 m über Talniveau die höchsten bekannten Vorkommen von reliktsch erhaltenen Schottern im Regental auf.

Flussabwärts der Cham-Further Senke liegen auf Blatt 6840 Reichenbach die höchsten Schottervorkommen des Regens auf 80 m über Tal (Abb. 2, T4). Diese Schottervorkommen wurden auf der dGK25 (LfU 2024a) als pliozäner bis pleistozäner Flussschotter ausgeschieden, sie sollten jedoch jünger sein als die Sande bei Ried am Sand, da sie von der Lithologie her als sandige Schotter vorliegen; sie wurden von uns darum ebenfalls dem Unter- bis Mittelpleistozän zugeordnet.

Die unterschiedlichen Höhenlagen von vergleichbaren Flussschottern entlang des Regentales werden als weiterer Hinweis auf junge Relativbewegungen zwischen verschiedenen Krustenblöcken im Bereich der Cham-Further Senke angesehen. Der Vergleich der Höhenlage der unter- bis mittelpleistozänen Flussschotter deutet auf quartäre Relativbewegungen zwischen dem Chamer Becken und den stromauf liegenden Schotterresten bei Miltach und Blaibach hin, wobei ein Versatzbetrag um die 25 m plausibel erscheint. Stromab kann aus dem Vergleich mit den Schottervorkommen westlich von Roding auf eine quartäre Relativbewegung von etwa 65 m zwischen dem Chamer Becken und Südrand der Bodenwöhrer Senke geschlossen werden.

6 Relative Hebungsraten von neotektonisch aktiven Teilschollen im Umfeld der Cham-Further Senke

Das „Naabtal-Tertiär“ gibt Hinweise für das Einsetzen verstärkter Hebungen. Während die miozänen Flussablagerungen mit den Braunkohlen aus Sanden bis Tonen bestehen, baut sich, nach einer Schichtlücke, das ins Pliozän gestellte „Jüngere Naab-Tertiär“ aus sandigen Kiesen auf (GLA 1996: Abb. 4.1.1). Dies deutet auf verstärkte Reliefenergie und Hebungen im Einzugsgebiet hin, so dass für das Einsetzen signifikanter Relativbewegungen im Bereich der Cham-Further Senke der gleiche Zeitraum plausibel erscheint. Weiterhin belegen die unterpleistozänen Flusssande des Chamer Beckens eine Erosion von offenbar zu dieser Zeit noch weit verbreitet vorhanden, tertiären Zersatzbildungen. Sie sind ein Indiz, dass die Hebungen im Umfeld der Cham-Further Senke im Wesentlichen in diesem Zeitraum einsetzen.

Aus den verschiedenen Relativbewegungen lassen sich für den Bereich der Cham-Further Senke folgende Hebungsraten abschätzen:

- Relativbewegungen seit dem Pliozän, abgeleitet aus dem Vorhandensein/Fehlen tertiärer Ablagerungen und Verwitterungsbildungen und den unterpleistozänen Sanden bei Ried am Sand, erreichten Versatzbeträge von mindestens 240 bis mindestens 640 m in etwa 2,5 Millionen Jahren. Dies entspricht Hebungsraten von mindestens 0,1 bis 0,26 mm/Jahr.
- Für die Abschätzung der Relativbewegungen seit dem mittleren Pleistozän innerhalb der Regental-Abschnitte wurden die Höhenniveaus der jeweils höchsten Terrasse flussaufwärts und flussabwärts der Cham-Further Senke mit dem Vorkommen zwischen Untertraubenbach und Haidhäuser verglichen. Als Bezugsniveau wurde die jeweilige Höhe über Talniveau verwendet. Die Relativbewegungen erreichten seit dem mittleren Pleistozän in den letzten 400.000 Jahren etwa 25 m flussaufwärts und 65 m flussabwärts, jeweils bezogen auf das Regental im Chamer Becken. Dies entspricht Hebungsraten von 0,06 bis 0,16 mm/Jahr.

7 Zusammenfassung

Die WSW-ENE verlaufende Cham-Further Senke zeichnet sich durch einen sehr heterogenen inneren Aufbau aus, bestehend aus verschiedenen stark gehobenen und relativ dazu abgesenkten Teilschollen. Auf morphogenetischer Basis wurde ein neotektonisches Schollenmuster der Cham-Further Senke und ihres Umlandes ermittelt. In einer Sandabbaustelle am Haidbach bei Ried am Sand wurden Hinweise auf eine neotektonische Aktivität in unterpleistozänen Sandablagerungen beobachtet und dokumentiert.

Die am stärksten relativ abgesenkten Teilschollen sind das Chamer Becken und das Arnschwanger Becken. Im Vergleich zu den stärker gehobenen Teilschollen wurden relative vertikale Versatzbeträge seit dem Pliozän von mehr als 250 m bis teilweise mehr als 600 m geschätzt. Anhand des Vergleichs der Höhenniveaus von quartären Flussablagerungen aus dem Bereich des Chamer und

Arnschwanger Beckens mit vergleichbaren Flussablagerungen aus den umliegenden, gehobenen Teilschollen wurde auch der Betrag quartärer Relativbewegungen abgeschätzt. Dieser erreicht seit dem frühen Pleistozän mindestens 80 m und seit dem Mittelpleistozän 25 bis 65 m. Die so ermittelten relativen Hebungsdaten in den gehobenen Teilschollen liegen zwischen 0,06 und 0,26 mm/Jahr.

Es ist damit von aktiven Relativbewegungen der betrachteten Schollen im Bereich der Cham-Further Senke und ihrem Umfeld mit Hebungsdaten in der Größenordnung von etwa 0,1 mm/Jahr auszugehen.

Literaturverzeichnis

- Bayerische Vermessungsverwaltung – www.geodaten.bayern.de: Digitales Geländemodell 1 m (DGM 1), Lizenz: CC BY 4.0 (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2007a): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6740 Neukirchen-Balbini. – Bearbeitung: Hubert Mielke, Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2007b): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6741 Cham West. – Bearbeitung: Ulrich Teipel, Ernst Kroemer, Thomas Pürner, Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2007c): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6843 Bad Kötzing. – Bearbeitung: Christian Artmann, Gerhard Lehrberger, Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2011a): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6742 Cham Ost. – Bearbeitung: Ulrich Teipel, Ernst Kroemer, Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2011b): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6841 Roding. – Bearbeitung: Michael Kling, Ludwig Masch, Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2011c): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6842 Miltach. – Bearbeitung: Stefan Gottschaller, Ludwig Masch, Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2024a): Digitale Geologische Karte von Bayern 1:25 000 (dGK25), Augsburg (Stand: 09/2024).
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2024b): UmweltAtlas Bayern – Themenbereich Geologie, https://www.umweltatlas.bayern.de/mapapps/resources/apps/umweltatlas/index.html?lang=de&dn=lfu_domain-geologie (Abruf am 23.10.2024).
- Cashman, S. M.; Baldwin, J. N.; Cashman, K. V.; Swanson, K. & Crawford, R. (2007): Microstructures developed by coseismic and aseismic faulting in near-surface sediments, San Andreas fault, California. – *Geology*, 35 (7): 611–614.
- Eberts, A. (2022): Structural inventory and tectonic activity of the western Bohemian Massif and the adjacent Franconian Basin: new insights from lineament analysis and tectonic geomorphology. – Dissertation: 196 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.
- Eberts, A.; Fazlikhani, H.; Bauer, W.; Stollhofen, H.; de Wall, H. & Gabriel, G. (2021): Late to post-Variscan basement segmentation and differential exhumation along the SW Bohemian Massif, central Europe. – *Solid Earth*, 12 (10): 2277–2301.
- Evans, J. P. & Bradbury, K. K. (2007): Fractured dirt: Deformation textures and processes in sediment and other unconsolidated deposits. – *Geology*, 35 (7): 671–672.

- Fossen, H. (2020): Fault classification, fault growth and displacement. In: Scarselli, N.; Adam, J.; Chiarella, D.; Roberts, D. G. & Bally, A. W. [Hrsg.]: Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis. Second Edition: 119–147, Elsevier.
- GLA – Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. 4. Auflage: 329 S., München.
- Groshong Jr, R. H. (1989): Half-graben structures: Balanced models of extensional fault-bend folds. – Geological Society of America Bulletin, 101 (1): 96–105.
- Hahn, T. (2024): Lineamentanalyse im bayerischen Grundgebirge. – Geologica Bavarica, 130: 113–126, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kürschner, T. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im Hinteren Bayerischen Wald. – Geologica Bavarica, 130: 190–216, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Kürschner, T. & Schwenk, M. A. (2024): Einführung in die strukturgeologischen Untersuchungen von Störungen im bayerischen Grundgebirge. – Geologica Bavarica, 130: 127–143, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- LfU siehe Bayerisches Landesamt für Umwelt
- Louis, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. – Relief Boden Paläoklima, 3: 1–66.
- Methner, S. & Wauschkuhn, B. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen von Störungen im westlichen Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes. – Geologica Bavarica, 130: 144–163, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Meynen, E. & Schmithüsen, J. [Hrsg.] (1953–1962): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. – 9 Lieferungen in 8 Büchern, aktualisierte Karte 1 : 1 000 000 mit Haupteinheiten 1960, Bundesanstalt für Landeskunde, Remagen/Bad Godesberg.
- Müller-Hohenstein, K. (1973): Geographische Landesaufnahme 1:200.000: naturräumliche Gliederung Deutschlands: Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 165/166 Cham: 86 S., Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung, Bonn.
- Reiter, K.; Heidbach, O.; Reinecker, J.; Müller, B. & Röckel, T. (2015): Spannungskarte Deutschland 2015. – Erdöl Erdgas Kohle, 131 (11): 437–442.
- UmweltAtlas Bayern siehe Bayerisches Landesamt für Umwelt (2024b)
- de Wall, H. & Stollhofen, H. [Hrsg.] (2019): Projekt: Lithologische und strukturelle Untersuchungen im ostbayerischen Grundgebirge - Abschlussbericht, März 2019: 167 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen.

Bildrechte

LfU: Abb. 1, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5, Abb. 6, Abb. 7

Zusammenfassung der aktuellen Untersuchungen zu Strukturgeologie und Vulkanismus im bayerischen Grundgebirge

Torsten Hahn, Bernhard Wagner & Johann Rohrmüller

Rahmen und Motivation

Aktuelle gesellschaftlich relevante Aufgaben wie z. B. die zunehmende geothermische Nutzung des Untergrundes, die Rohstoffsicherung oder die Suche nach einem sicheren Endlagerstandort führten in den letzten Jahren dazu, dass solide Kenntnisse zum Aufbau des Untergrundes und zum bruchtektonischen Inventar zunehmend an Bedeutung gewannen. Mit der digitalen Geologischen Karte von Bayern im Maßstab 1:25 000 (dGK25) stehen in Bayern flächendeckend geologische Karten zur Beurteilung des Untergrundes zur Verfügung. Zugleich ist die bestehende Datengrundlage sehr heterogen. Dies gilt insbesondere für die Region des bayerischen Grundgebirges, mit dessen bereichsweise sehr ähnlichen Lithologien und einer komplexen strukturgeologischen Entwicklung.

Das Ziel der vorliegenden Studie ist es daher, den aktuellen regionalgeologischen Kenntnisstand zu bruchtektonischen Strukturen und Prozessen im bayerischen Grundgebirge zu erweitern. Ein besonderer Fokus liegt dabei auf der Untersuchung neotektonischer Bruchstrukturen und Prozesse.

Methodik

Schwerpunkt der vorliegenden Studie sind Indikatoren, die Hinweise auf das tektonische Geschehen im Grundgebirge geben. Im Vordergrund steht dabei die Erfassung von Störungen im Grundgebirge und deren Alter. Eine Methode um Hinweise auf Störungen in der Fläche zu erhalten sind Lineamentanalysen auf der Basis von LiDAR-Daten. Diese Oberflächendaten lassen visuell lineare Strukturen im Landschaftsbild erkennen, die vielfach in Beziehung zu Störungen stehen. Der direkte Nachweis von Störungen erfolgt durch eine gezielte Analyse von geeigneten Aufschlüssen, wo Störungen aufgefunden und untersucht werden können. Die Störungsflächen und Bewegungsspuren (Harnische) geben Informationen zu Raumlage und Bewegungssinn der Störungen. Teilweise kommt es an Störungen zu Mineralaufwachsungen und -veränderungen, die eine Datierung der stattgefundenen Bewegungen anhand verschiedener chemischer und physikalischer Untersuchungen ermöglichen. Die Auswertung der Raumlagen aller ermittelten Störungen zeigen die Vorzugsrichtungen von Störungen, und geben damit wichtige Hinweise auf die ursächlichen tektonischen Stressfelder.

Vulkanismus kann ebenfalls Hinweise auf die Lage von Störungszonen geben, da Magmen aus vulkanischen Eruptionen im Regelfall entlang von tiefreichenden Störungen an die Erdoberfläche aufsteigen. Das Alter vulkanischer Gesteine kann geochronologisch bestimmt werden.

Des Weiteren lassen sich durch geomorphologische Auswertungen Hinweise auf neotektonische Prozesse finden. Ein Indikator ist hier z. B. die Rauigkeit der Geländeoberfläche: ausgeglichene, flache Landoberflächen deuten auf Bereiche, die über einen längeren Zeitraum in Ruhe waren, wohingegen stark reliefierte, schroffe Landoberflächen junge aktive Bewegungsprozesse anzeigen. Auch die Verläufe und Neigungen von Fließgewässern können Hinweise auf junge Tektonik geben. So lassen sich anhand von Gefälleänderungen (Knickpunkte) Indikatoren für Bewegungen in jüngerer Zeit finden. Außerdem tiefen sich Fließgewässer häufig bevorzugt in tektonisch beanspruchtem Gestein entlang von Störungszonen ein, so dass die Gewässerrichtungen Hinweise auf Störungsmuster geben können.

Schließlich zeigen Ablagerungen jüngerer Gesteine auf Grundgebirgsgesteinen Bewegungen an, wenn ursprünglich im gleichen Höhengiveau abgelagerte Sedimente wie z. B. Flussterrassen rezent in verschiedenen Höhengiveaus angetroffen werden. Aus der Kenntnis des Alters der Ablagerungen und

der unterschiedlichen Höhengniveaus lassen sich dann Versatzbeträge und Hebungsraten von gegeneinander verstellten Gesteinsschollen ermitteln. Das Gleiche gilt auch für Relikte der ehemaligen, tiefgründig verwitterten, tertiären Rumpffläche, wenn diese heute in unterschiedlichen Höhenlagen erhalten sind.

Ein weiterer Indikator für junge Tektonik sind Erdbeben. Erdbebenmessungen liegen erst seit jüngster Zeit vor. Einen etwas längeren Zeitraum umfassen historische Erdbebenberichte. Aus den vorliegenden Standorten von Erdbeben können Hinweise auf rezente tektonische Bewegungen abgeleitet werden.

Die aufgeführten Befunde werden im Licht neuester wissenschaftlicher Erkenntnisse zur Dynamik der Erde betrachtet. Dadurch können die hier im großmaßstäbigen Bereich ermittelten regionalgeologischen Sachverhalte in einem überregionalen, globalen Kontext besser verstanden werden.

Ergebnisse

Die Ursache der tektonischen Prozesse und auch der zahlreichen Hinweise auf junge bis rezente Tektonik werden unter Berücksichtigung neuester Erkenntnisse der Dynamik der Erde deutlich. Neben der konvergenten Bewegung der Afrikanischen und Eurasischen Platte sind wesentliche Antriebskräfte der Tektonik im Untersuchungsraum demnach in einer unterlagernden Mantelkonvektion zu suchen. Dabei handelt es sich um ein deterministisches System, das anhand der vorliegenden geologischen Sachverhalte mittels aufwändiger Modellierungen nachvollzogen werden konnte. Hinsichtlich der Dynamik kommt dabei den aus dem Erdinneren aufsteigenden Mantelplumes (z. B. Island-Plume und Kanaren-Azoren-Plume) eine große Bedeutung zu. Die Erfassung der komplexen Wechselwirkungen von Plume- und Plattenmodi ist von grundlegender Bedeutung für ein besseres Verständnis der kanozoischen geologischen Entwicklung und für eine Abschätzung zukünftiger tektonischer Entwicklungen. Insbesondere datenbasierte, hochauflösende und globale Modellierungen können dazu einen wichtigen Beitrag leisten.

Als Grundlage für die angestrebte Homogenisierung der Störungen im bayerischen Grundgebirge wurde eine Lineamentanalyse durchgeführt. Die erfassten Lineamente zeigen über alle Bedeutungskategorien hinweg Maxima, die mit den Streichrichtungen bekannter Störungen korrelieren und/oder sich zu bekannten Paläostressfeldern zuordnen lassen. Die Ergebnisse dieser Studie lassen erwarten, dass die erfassten Lineamente eine gute Grundlage für den Prozess der weiteren flächendeckenden Erfassung von Störungen im bayerischen Grundgebirge bilden.

Im Bereich des Bayerischen Waldes und im Fichtelgebirge wurden zum aktuellen Zwischenstand des Projektes Störungsaufnahmen in Aufschlüssen durchgeführt. Diese zeigen, dass das Grundgebirge Ostbayerns in den bisher bearbeiteten Gebieten flächendeckend von Störungen verschiedener Größenordnung durchsetzt ist. Dabei dominieren überall Seitenverschiebungen gegenüber Auf- und Abschiebungen. Die räumliche Lage und die Kinematik der Störungen lassen Rückschlüsse auf verschiedene Paläospannungsfelder zu. Es zeigen sich im Wesentlichen drei unterschiedliche tektonische Vorzugsrichtungen: (i) ein (N)NW-(S)SE gerichtetes kompressives Stressfeld (z. B. ursächlich für die Donau- und Pfahl-Störung), (ii) ein NE-SW gerichtetes kompressives Spannungsfeld, sowie (iii) ein E-W gerichtetes kompressives Spannungsfeld. Diese lassen sich (i) mit dem spätvariszischen und dem (sub-)rezenten Spannungsfeld und (ii) mit dem spätkretazisch-paläogenen Spannungsfeld korrelieren. Für (iii) bleibt die zeitliche Zuordnung unsicher.

Des Weiteren konnte im gesamten Grundgebirge vielfach eine Reaktivierung von älteren Störungsflächen durch jüngere Bewegungen beobachtet werden, teilweise mit gegensätzlichem Schersinn. Dies macht deutlich, dass bestehende Trennflächen auch nach Jahrmillionen der Ruhe erneut reaktiviert werden können, teilweise auch unter einem geänderten Stressfeld. Da das (sub-)rezente und das

spätvariszische Stressfeld eine ähnliche Richtung aufweisen, wurden z. B. die ältesten, spätvariszisch angelegten Störungen oft in geologisch jüngster Zeit reaktiviert. Entsprechend ist das Potential für eine Reaktivierung im Hinblick auf das rezente Spannungsfeld bei den weitverbreiteten (W)NW-(E)SE und N(NE)-S(SW) streichenden Störungen am höchsten.

Die durchgeführte geologisch-petrologische Charakterisierung von Störungszonen im Vorderen Bayerischen Wald hat wichtige Erkenntnisse über die Datierbarkeit und die petrologischen Eigenschaften der Störungsaktivitäten geliefert. Die bisherigen Untersuchungen stützen die These, dass Störungen mehrfach reaktiviert wurden. Bereits vorliegende Altersdatierungen an Fluoritmineralen mittels (U-Th)/He Geochronologie zeigen eine Altersspanne, die vom Perm bis ins Känozoikum reicht. Für die Pfahl-Störung bei Pingarten konnten durch die Datierungen drei Phasen tektonischer Aktivität nachgewiesen werden: nach Verkieselung der Störungszone im Perm um 270 Millionen Jahre, mit Beginn der Inversionstektonik in der Oberkreide um 97 Millionen Jahre und an der Wende Kreide/Tertiär um 66 Millionen Jahre. Gegenwärtig noch in der Auswertung befindliche erste Ergebnisse von U-Pb Datierungen an störungsgebundenen Calciten aus dem Bayerischen Wald deuten eine Zeitspanne an, die vom Karbon/Perm bis in das Quartär reicht.

Vulkanische Aktivitäten konzentrierten sich auf den nördlichen Bereich des bayerischen Grundgebirges. Der tertiäre und quartäre Vulkanismus in Nordostbayern trat unter anderem im Kreuzungsbereich der N-S streichenden Leipzig-Regensburg Zone mit dem NE-SW streichenden Eger-Graben auf. Neben vielfältigen tertiären Vulkanbildungen belegen auch in jüngster Zeit aufgefundene Maare eine junge phreatomagmatische vulkanische Aktivität, die vom jüngeren Tertiär bis in das mittlere Pleistozän (Bad Neualbenreuth) reicht.

Weitere Hinweise auf eine neotektonische Aktivität im bayerischen Grundgebirge geben geomorphologische und morphogenetische Untersuchungen. Mittels der Auswertung verschiedener geomorphologischer Indizes, der Untersuchung von topographischen Streifenprofilen und von Gefälleänderungen (Knickpunkte) in Flussverläufen lassen sich zahlreiche Indizien für neotektonische Relativbewegungen zwischen verschiedenen Krustenblöcken im Bayerischen Wald finden. So zeigen beispielsweise die Pfahl-Störung querende Flüsse in diesem Bereich Laufrichtungsänderungen und Gefälleänderungen (Knickpunkte), die eine neotektonische Reaktivierung dieser bedeutenden Störungszone belegen. Auch für den Bereich der Donau-Störung werden Hinweise auf rezente Bewegungen anhand morphologischer Merkmale, direkter Beobachtung vor Ort und geophysikalischer Anomalien diskutiert.

Morphogenetische Untersuchungen, wie die Auswertung der Verbreitung und Höhenlage von tertiären und quartären Ablagerungen und Verwitterungsbildungen, unterstützen die These von signifikanten neotektonischen Relativbewegungen zwischen Krustenblöcken im Bereich des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes und im Fichtelgebirge. Auf Basis dieser Untersuchungen werden für den Bereich der Cham-Further Senke und der Kornberg-Region im Fichtelgebirge Modelle der postmiozänen Blockschollenbewegungen vorgestellt. Abgeschätzte relative Hebungsbeträge zwischen den Teilschollen liegen zwischen 250 m bis teilweise mehr als 600 m in postmiozäner Zeit und bis zu 80 m im Quartär. Die so ermittelten relativen Hebungsraten in den gehobenen Teilschollen liegen zwischen 0,06 und 0,26 mm/Jahr. Es ist damit von aktiven Relativbewegungen von etwa 0,1 mm/Jahr auszugehen.

Direkte Belege für eine rezente tektonische Aktivität im Grundgebirge ergeben sich aus den gemessenen Erdbeben, die eine starke Häufung im nordbayerischen Raum zeigen und die im räumlichen Zusammenhang mit der N-S verlaufenden Leipzig-Regensburg Zone und der quartären vulkanischen Aktivität im Kreuzungsbereich mit dem Eger-Graben stehen. Der südlich von dieser aktiven Zone liegende Teil der Leipzig-Regensburg Zone hat seit dem Beginn der Erdbebenmessungen nur sehr wenig Aktivität gezeigt. Hinweise auf eine möglicherweise in größeren zeitlichen Abständen stattfindende

seismische Aktivität auch in dieser Region geben, neben morphogenetischen Untersuchungen im Umfeld des Chamer Beckens, einzelne historisch aufgezeichnete Erdbebenbeobachtungen.

Schlussfolgerungen und Ausblick

Die vorliegenden Beiträge geben den aktuellen Kenntnisstand des noch laufenden Projektes wieder und stellen somit einen Zwischenbericht dar. Die Studien erfolgten anhand der Arbeiten früherer Autorinnen und Autoren und eigener Untersuchungen. Insgesamt zeigen die mit verschiedenen Methoden gewonnenen Ergebnisse übereinstimmend das Bild einer kontinentalen Kruste, die nachweislich seit dem späten Variszikum einer episodisch wiederkehrenden tektonischen Überprägung ausgesetzt war, die bis in die Gegenwart anhält. Dabei hat sich der Bewegungssinn der Störungen unter im Lauf der Zeit variierenden Stressfeldern verändert. Das Arbeitsgebiet ist, wie ein großer Teil Europas, noch immer nicht konsolidiert (kratonisiert), wodurch sich jede erneute Mantelbewegung in Deformationen der Erdkruste bemerkbar macht.



Eine Behörde im Geschäftsbereich
Bayerisches Staatsministerium für
Umwelt und Verbraucherschutz

