

ISSN 0077-6025 Natur und Mensch	Jahresmitteilungen 2003 Nürnberg 2004	Seite 101-144	Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V. Marientorgraben 8, 90402 Nürnberg
------------------------------------	--	------------------	--

Gottfried Hofbauer

Die Erdgeschichte der Region – Grundzüge aus aktueller Perspektive

1. Einleitung

Die noch laufende Ausgestaltung des geologischen Museumsraums der NHG verfolgt eine Konzeption, die sich die Darstellung der Geologie der Region zur Aufgabe gemacht hat. Diese Zielsetzung wurde allerdings nicht deshalb gewählt, weil die Region bereits auf den ersten Blick spektakuläre geologische Erscheinungen vorzuweisen hätte. Während benachbarte Museen beispielsweise auf die weltberühmten Funde aus den Solnhofener Kalken bauen (Eichstätt) oder einen der weltweit am besten erhaltenen Meteoritenkrater zum Gegenstand haben (Nördlingen), können Nürnberg und NHG nicht auf derart singuläre geologische Phänomene zurückgreifen.

Wohl befinden sich in der Sammlung einige spektakuläre Objekte, doch sind es Dinge, die mehr oder weniger zufällige Zeugnisse aus dem erdgeschichtlichen Werdegang repräsentieren und nicht etwas hervorheben, was die Region geologisch besonders auszeichnet. So ist der bei Thalmassing gefundene Eisenmeteorit immerhin der größte in Deutschland, aber Eisenmeteoriten sind an sich eben keine regionale Besonderheit. Ein kleines, aber sehr schönes und zudem in der unmittelbaren Umgebung Nürnbergs gefundenes Ichthyosaurier-Skelett wird demnächst zur Ausstellung kommen, aber Ichthyosaurier-Skelette aus den Posidonien-Schichten des Lias zieren auch schon viele andere Museen. Der Erstfund von *Plateosaurus*-Knochen, ja von Saurierknochen überhaupt in Deutschland, wurde Anfang des 19. Jahrhunderts im Feuerletten nördlich Nürnberg gemacht. Dieser an Nürnberg geknüpfte histori-

sche Umstand wird aber dadurch relativiert, dass man in der Folgezeit auch in anderen Regionen *Plateosaurus*-Teile gefunden hat, wobei diese oft wesentlich vollständigere Rekonstruktionen erlaubten als der Erstfund. Das sehr effektiv im Flur der Norishalle ausgestellte Skelett ist der Abguss eines erst im Jahr 1962 bei Ellingen (bei Weißenburg) gefundenen Exemplars.

Wenn man in Nürnberg die regionalen Aspekte präsentieren will, muss man sich auf das „Normale“ der geologischen Erscheinungen beziehen. Die soeben erwähnten spektakulären Objekte dienen dann als ansehnliche Beispiele dieses Normalen, in dessen Zusammenhang sie integriert und zugleich hervorgehoben werden können. Um das Interesse für das Normale als ausreichendes Motiv für den Museumsbesuch anzuregen, muss man allerdings versuchen, dieser geologischen Normalität ansprechende inhaltliche und ästhetische Züge zu geben. Zu den inhaltlichen Aspekten gehört sicher auch, dass man den erdgeschichtlichen Zusammenhang der Region in seinen wesentlichen Grundzügen präsentiert. Dabei gilt es deutlich zu machen, auf welchem Material dieses Wissen baut und auch aufgrund welcher geologischer Prinzipien daraus eine erdgeschichtliche Interpretation erstellt werden kann – in ihren wesentlichen Elementen ist eine solche Erdgeschichte nicht das Resultat extrem spezialisierter wissenschaftlicher Forschung, sondern aufgrund relativ einfacher Grundsätze aus den in unserer Region existierenden und zugleich sehr anschaulichen Zeugnissen zustande gekommen. Geologie ist – und das wird in einem modernen geologischen Museum ebenfalls deutlich

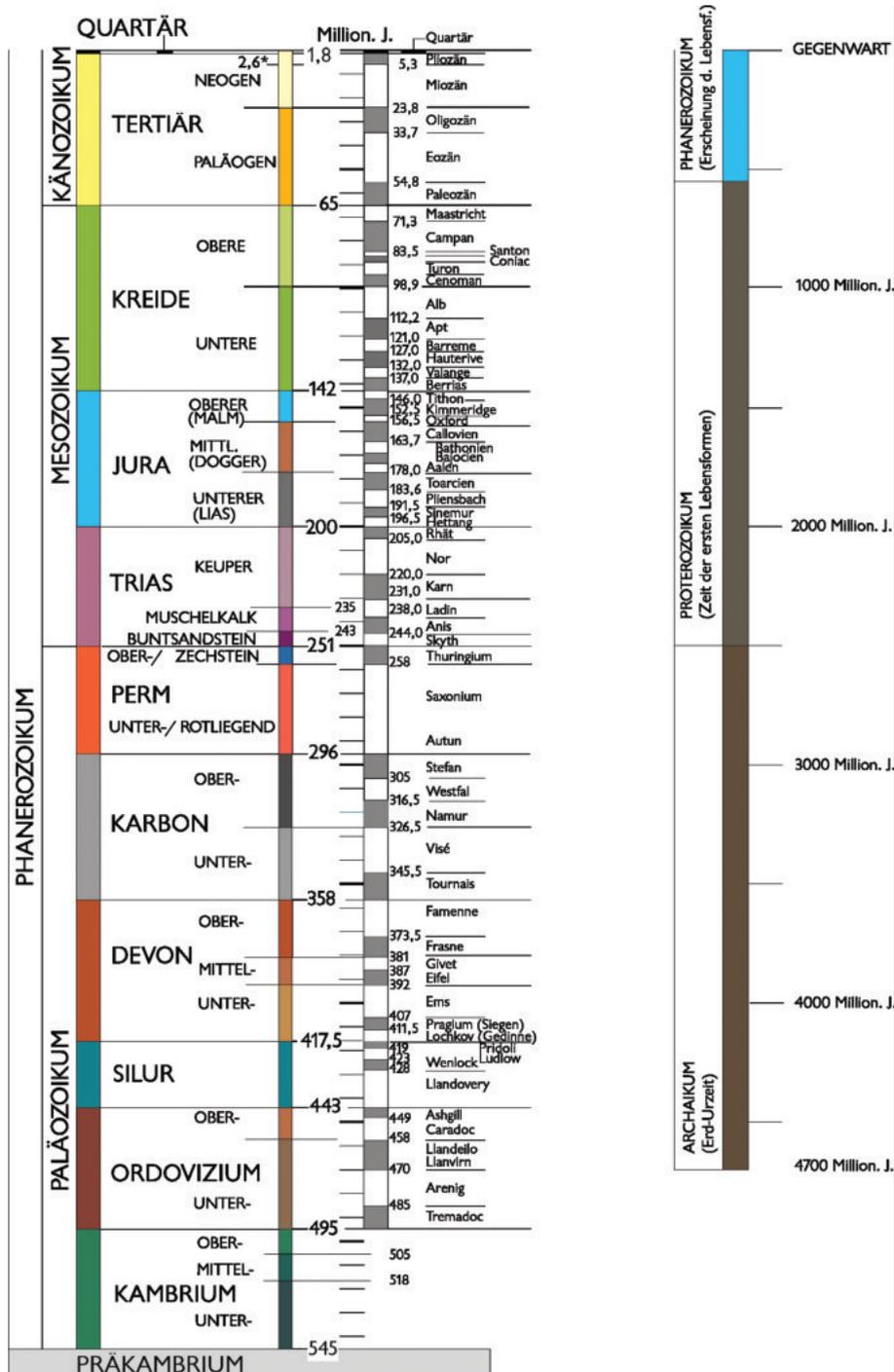


Abb. 1: Stratigraphische Tabelle. Radiometrische Daten nach der in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002) aus verschiedenen Quellen zusammengestellten Skala. Die Grenze Quartär/Tertiär wird gegenwärtig nicht einheitlich gesetzt: Statt der bisherigen und weiter vielfach verwendeten Marke von 2,6 Ma wird versucht, sich international auf das Datum 1,8 Ma zu einigen.

zu machen sein – nicht nur ein Wissen von der erdgeschichtlichen Vergangenheit, sondern auch von den Prozessen, die die Erde andauernd umgestalten. Der klassische Interessensbereich der Geologie ist schon lange nicht mehr ausreichend, um diese Umgestaltungen zu erfassen – so wie die Bewegungen der Kontinente nicht ohne Folgen für Meeresströmungen und Klima sind, so müssen sich Geologen heute im Rahmen der interdisziplinär weit ausgreifenden „Geowissenschaften“ auch mit solchen Fragen befassen, bzw. mit Wissenschaftlern entsprechender Ausrichtung zusammenarbeiten. Die Geologie ist so auch eine Wissenschaft mit stark gegenwartsorientierten Interessen, die letztlich auch auf das Verständnis globaler Umwelt-Prozesse zielt. Diese globale Perspektive aus den geologischen Verhältnissen der Region heraus aufzuzeigen, wäre schließlich ein weiterer Aspekt in der Ausgestaltung des Geologischen Museums der NHG.

2. Die erdgeschichtlichen Grundzüge der Region

Wie ist denn überhaupt die Sachlage, das Wissen über die erdgeschichtliche Entwicklung unserer Region? Der folgende Aufsatz versucht eine Zusammenfassung auf aktueller Grundlage. Im Zuge solcher Überlegungen wird bald deutlich, dass die Erdgeschichte unserer Region nicht fertig vorliegt und einfach der Fachliteratur entnommen werden kann. Schon auf der Ebene der Kompilation gerät man so mitunter an die Grenze des Bekannten oder des als weitgehend verlässlich Geltenden.

Für das Verständnis dürfte es sinnvoll sein, die Region einmal im engeren, ein andermal aber auch im weiteren Sinn abzugrenzen. Allein auf die unmittelbare Nürnberger Umgebung bezogen ist es nicht immer möglich, die für eine interessante erdgeschichtliche Darstellung notwendigen Zusammenhänge und Wirkungsmechanismen fassen zu können. Lesern, die mit den geologischen Verhältnissen der Region noch sehr wenig vertraut sind, wird empfohlen, die Geologische Karte von Bayern 1 : 500

000 (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996, inklusive Erläuterungsband) zur Lektüre hinzu zu nehmen. Die gegenwärtig aktuelle erdgeschichtliche Zeitskala (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002) ist in Abb. 1 wiedergegeben.

2.1. Der geologische Aufbau: Deckgebirge und Grundgebirge

Die Erdkruste im Bereich um Nürnberg ist in mehrere Stockwerke gegliedert. Schon wenn man – angesichts einer Mächtigkeit der kontinentalen Kruste von ca. 30 km – nur den obersten Abschnitt betrachtet, lassen sich folgende drei Einheiten unterscheiden:

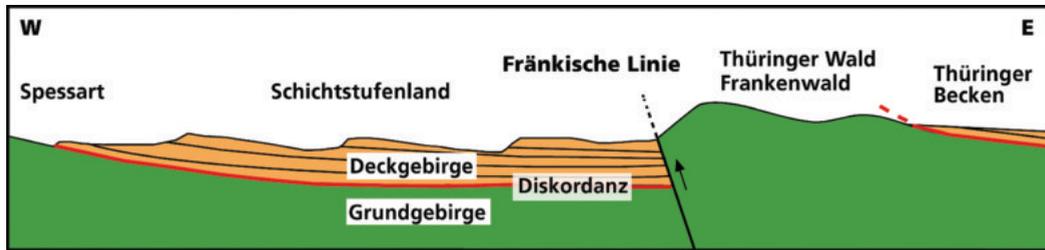
1. **Oberflächliche Lockersedimente**, die aus dem verwitterten Gestein stammen und von Wasser und Wind verlagert wurden. Diese obersten und jüngsten Bildungen sind Ausdruck der Prozesse, die unsere Landschaft in der jüngsten Vergangenheit gestalteten und z. T. auch noch gestalten. Die Vorkommen sind unregelmäßig und meist nur von geringer Mächtigkeit (Dünen, Flugsanddecken, Talfüllungen, Hangschutt, Restschutt) und daher in den Schemaprofilen (Abb. 2) nicht verzeichnet.

2. Die oben genannten Lockersedimente stammen von den Festgesteinen der Umgebung. In der unmittelbaren Umgebung Nürnbergs sind dies **Sedimentgesteine aus dem Erdmittelalter** (im Wesentlichen Trias und Jura), petrografisch handelt es sich um Sandsteine, Tonsteine, Karbonatgesteine (Kalke, Dolomite) und teilweise sogar um Evaporite (Eindampfungsgesteine, wie die Gipsvorkommen im Raum Bad Windsheim). Diese Abfolge ist im Raum Nürnberg ca. 400 m mächtig, im Bereich der Frankenalb östlich Nürnberg müssen noch mehr als 200 m Schichtgesteine aus dem Jura dazu gerechnet werden (zum Untergrund Nürnbergs BERGER 1977, einige Neuinterpretationen bei KLARE & SCHRÖDER 1986, BADER 2001, BRAM & BADER 2001). Diese Ablagerungen sind teils in einem flachgründigen Schelfmeer (Jura), teils in einer innerkontinentalen Senke (Trias) entstanden. Wie die

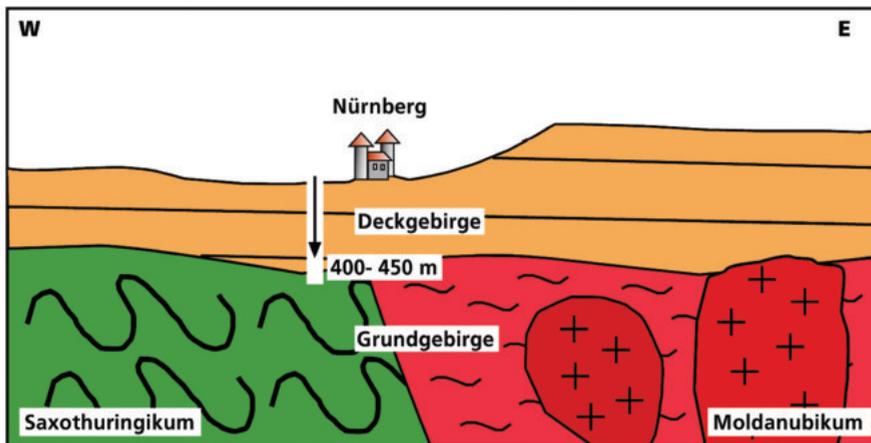
oben genannten Lockersedimente ist auch diese Einheit an der Erdoberfläche greifbar. Sie wird vielfach auch als **Deckgebirge** zusammengefasst – dieser Begriff betont den Umstand, dass sich darunter noch eine andere Baueinheit (das Grundgebirge) befindet. Mit seiner im Vergleich zur kontinentalen Erdkruste geringen Mächtigkeit bildet das Deckgebirge unserer Region nur eine dünne Haut.

3. Unter dem Deckgebirge stößt man auf eine andere Gebirgseinheit. Diese als Grundgebirge bezeichnete Baueinheit besteht aus verschiedenen Gesteinen, die aus dem Erdaltertum (Paläozoikum) stammen und teilweise sogar noch

älter sind. Neben Sedimentgesteinen trifft man hierin auch auf metamorphe und magmatische Gesteine (wie Gneis und Granit). Diese Gesteine gleichen denen, die östlich einer großen Verwerfung, der so genannten Fränkischen Linie, in Frankenwald, Fichtelgebirge oder dem Bayerischen Wald an der Oberfläche liegen. Das darüber liegende Deckgebirge ist – soweit es in diesen Bereichen überhaupt existierte – bereits abgetragen. Im Nördlinger Ries hat der Einschlag des kosmischen Körpers das Deckgebirge durchschlagen und zahlreiche Grundgebirgs-Schollen ausgeworfen (der Rieseinschlag erfolgte vor ca. 14,3 Ma, neue Datie-



a)



b)

Abb. 2: Schematische Querschnitte zum strukturellen Verhältnis Grund- und Deckgebirge.

a) Das Grundgebirge kommt im Westen wie im Osten des Fränkischen Schichtstufenlandes an die Oberfläche. Allerdings wird dieser Kontakt im Osten durch eine Verwerfung an der Fränkischen Linie geschaffen.

b) Das Grundgebirge unter Nürnberg wurde mit mehreren Bohrungen in einer Tiefe ab ca. 400 m erreicht. Zugleich grenzen hier zwei unterschiedliche Baueinheiten des Grundgebirges aneinander – der genaue Verlauf dieser Grenze ist bisher allerdings nicht bestimmt, sodass man lediglich sagen kann, sie verläuft „unterhalb Nürnbergs oder seiner näheren Umgebung“.

zung bei BUCHNER et al. 2003).

Deck- und Grundgebirge sind die wichtigsten strukturellen Einheiten im geologischen Bau unserer Region. Damit liegen **also zwei Gebirge übereinander**, wobei das tiefer liegende Grundgebirge älter als das darüber liegende Deckgebirge ist (Abb. 2). Indem das Grundgebirge in etwas weiterer Entfernung östlich der Fränkischen Linie auch an die Oberfläche kommt, ist es doch aber auch mit Händen zu greifen und ermöglicht die Vorstellung davon, was in größeren Tiefen unterhalb Nürnbergs liegt.

Die Grenzfläche zwischen Grund- und Deckgebirge trennt nicht nur zwei verschieden alte und auch im Bau voneinander abweichende Gebirgseinheiten, sondern markiert eine wesentliche Zäsur in der geologischen Entwicklung Mitteleuropas. Das darunter liegende Grundgebirge ist nämlich nicht einheitlich gebaut, sondern aus verschiedenen Krustenteilen – in der Terminologie der modernen Plattentektonik: Mikroplatten oder „Terranes“ – zusammengefügt. Dieser Zusammenbau des mitteleuropäischen Fundaments vollzog sich im Paläozoikum. Im Kambrium-Ordovizium lösten sich Plattenfragmente von dem damals im Südpolbereich liegenden Nordafrika ab (das dort mit anderen Kontinentalbereichen den großen, „Gondwana“ genannten Südkontinent bildete) und wanderten nach Norden, um schließlich an die alten Schilde von Nordamerika (Laurentia) und des Baltikums zu stoßen (Abb. 3). Auch die Afrikanische Platte selbst folgt schließlich diesen Plattenfragmenten nach Norden. Ende des Unterkarbons waren diese weiträumigen Verlagerungen weitgehend abgeschlossen. Die Plattenfragmente, aber auch Afrika, waren mit Nordamerika und dem Baltikum zu einem Großkontinent verbunden, der von den Geologen seit ALFRED WEGENER **Pangäa** genannt wird.

Die Bewegung der Platten war nur möglich, indem dazwischen liegende Ozeankruste durch Subduktion in den Erdmantel wanderte. Dabei – und schließlich bei der Kollision mit der Amerikanisch-Baltischen Platte – kam es zu teilwei-

se erheblichen mechanischen und thermischen Anomalien, die ihre Kulminationen in der kaledonischen und varistischen Gebirgsbildung im Silur bzw. Unterkarbon hatten. Die Verbreitung und zeitliche Einstufung dieser Gebirgsbildungs-Phasen war zumindest in den wesentlichen Zügen schon lange bekannt, doch erst in jüngerer Zeit hat man diese Prozesse in ein globales plattentektonisches Gefüge einzuordnen vermocht.

Diese Geschichte führt zu der auf den ersten Blick merkwürdigen Vorstellung, dass der heute bei Nürnberg unter dem Deckgebirge liegende Gesteinssockel – auf ein globales Koordinatensystem bezogen – hier erstmal gar nicht vorhanden war, sondern sich erst im Laufe des Paläozoikums aus Komponenten zusammengefunden hat, die aus hohen südlichen Breiten stammen. Beim Zusammentreffen der Plattenfragmente kulminierten die Deformationen, der Bereich unter unseren Füßen wurde ein mehr oder weniger hohes Gebirge, und es dauerte eine Zeit, bis dieses varistische Gebirge abgetragen und schließlich erneut zu einem Ablagerungsgebiet werden konnte. Zum Teil im Perm, flächendeckend aber erst in der Trias, setzt die Ablagerung der Deckgebirgs-Schichten ein – der dazwischen liegende Zeitraum der „Nichtablagerung“ wird von der Grenzfläche repräsentiert. In der geologischen Fachsprache wird eine solche Zeitlücke, bzw. die diese Lücke vertretende Grenzfläche, **Diskordanz** genannt. In unserem Fall trennt diese Diskordanz die kaum deformierten und nur leicht verstellten Schichten des Deckgebirges (oben) von den stark deformierten Gesteinen des Grundgebirges (unten).

Leider ist diese Diskordanzfläche in der engen Umgebung Nürnbergs unter mehreren hundert Meter Deckgebirge verborgen, sodass dieses wichtige Strukturelement – und damit auch seine im wahrsten Sinne fundamentale Bedeutung – vielen nicht bewusst ist. Im Westen, im Spessart, Odenwald oder Schwarzwald, kommt das Grundgebirge an die Oberfläche – dort ist die Auflagerung des Deckgebirges auf das Grundgebirge und so auch die dazwischen lie-

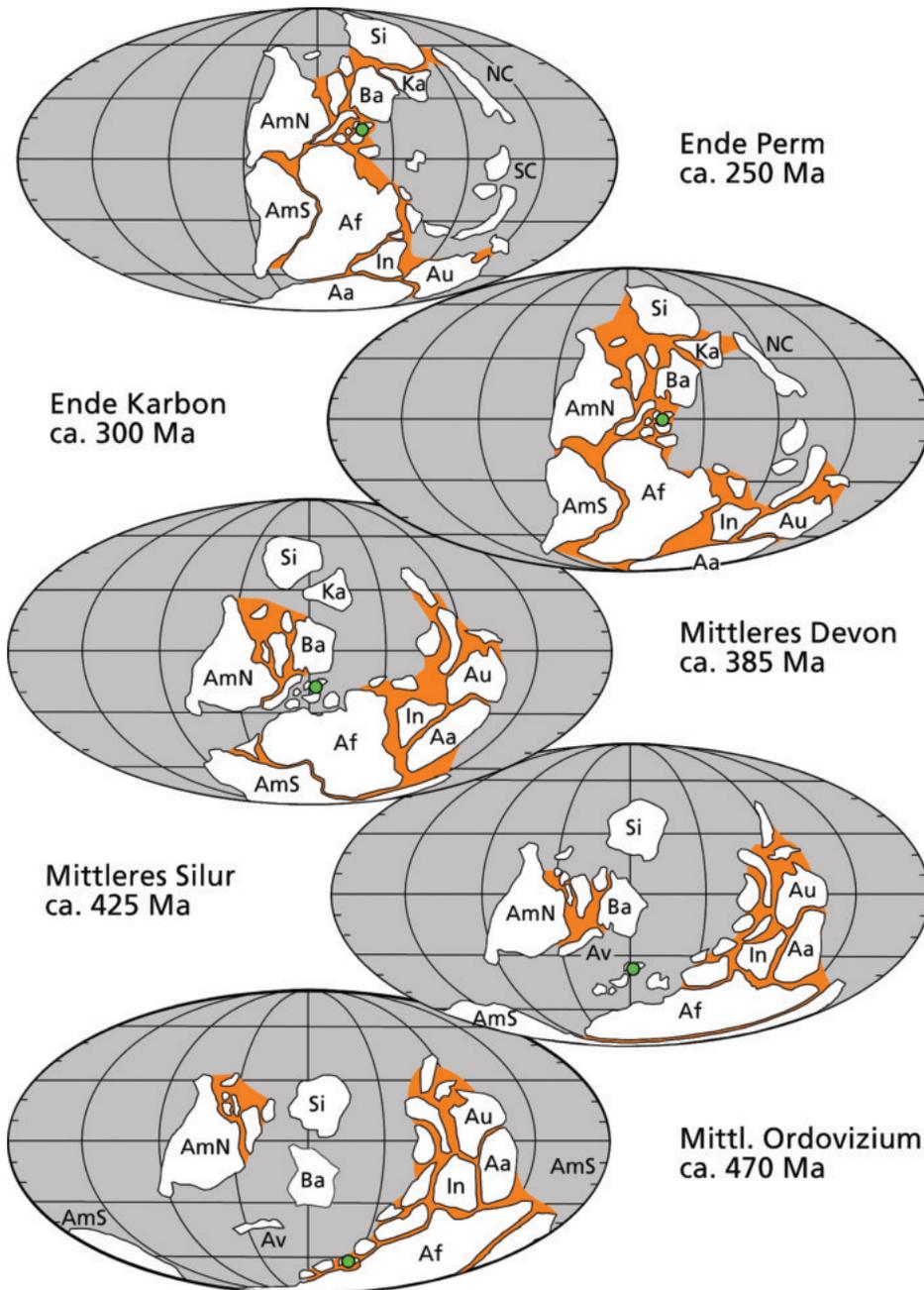


Abb. 3: Die Entstehung des Fundaments von Mitteleuropa im Paläozoikum. Grafiken modifiziert nach Darstellungen von SCOTSE (www.scotese.com), der Weg der Mikroplatten zum varistischen Gebirge nach FRANKE et al.2000. Festländische Kontinentalbereiche sind weiß bezeichnet. Die hellbraune Markierung verbindet kontinentale Bereiche, die als plattentektonische Einheit zusammengefasst werden können, wobei eine Bedeckung mit flachen Schelfmeeren möglich war. Abkürzungen: Aa/Antarktis, Af/Afrika, AmN/Nordamerika, AmS/Südamerika, Au/Australien, Av/Avalonia, Ba/Baltischer Schild, In/Indien, Ka/Kasachstan, NC/Nordchina, SC/Südchina, Si/Sibirischer Schild. Die Lage Nürnbergs (grüner Punkt) wäre am Rand oder zwischen zwei Mikroplatten („Saxothuringia“ und „Bohemia“ bzw. „Moldanubia“) anzusiedeln.

gende Diskordanzfläche erschlossen. Im Osten, wo das Grundgebirge den weiteren regionalen Rahmen Nürnbergs bildet, ist der mögliche Blick auf die Grenzfläche leider dadurch verhindert, dass das Grundgebirge nicht durch eine sukzessiv zunehmende Aufwölbung, sondern gleichsam schlagartig entlang einer Verwerfung – der so genannten **Fränkischen Linie** – an die Oberfläche gelangt ist (Abb. 2). Hier befindet sich die Grenzfläche in der westlichen, tief liegenden Scholle wie in Nürnberg weit unter der Geländeoberfläche. Jenseits der Fränkischen Linie jedoch ist das Deckgebirge auf der herausgehobenen Scholle bereits völlig von der Abtragung entfernt, und damit ist auch die Diskordanzfläche verschwunden.

Das Deckgebirge wurde jenseits der Fränkischen Linie zwar nicht über den ganzen Bereich des Grundgebirges abgelagert, griff aber doch deutlich nach Osten darüber hinweg. Die ehemalige Ablagerung des Deckgebirges auf das Grundgebirge wird dadurch deutlich, dass die Linien gleicher Deckgebirgs-Mächtigkeit winkelig bis senkrecht auf das Grundgebirge zulaufen – im anderen Fall müsste die Mäch-

tigkeit des Deckgebirges zur Fränkischen Linie hin abnehmen, (vgl. Erläut. Geol. Karte v. Bayern 1 : 500 000, BAYER, GEOL. LANDESAMT 1996, S. 74, 81). Zur Entstehung der Fränkischen Linie als Reaktion auf alpine Vorland-Kompression siehe ZULAUF & DUISTER (1997).

2.2. Das Grundgebirge – ein Puzzle aus Mikroplatten

Auch wenn das Grundgebirge – aus der Oberflächenperspektive betrachtet – nicht zur näheren Nürnberger Umgebung gehört, sollen hier doch einige wichtige Züge hervorgehoben werden. Unmittelbare Bedeutung hat das Grundgebirge für die engere Nürnberger Umgebung insofern, als von ihm später, insbesondere in der Trias, das Verwitterungsmaterial kam, das zum Aufbau vieler Schichten des Deckgebirges beitrug: Der Bursandstein – natürliches Fundament der Nürnberger Burg – wird aus Quarz- und Feldspatkörnern aufgebaut, die von Graniten und ähnlich zusammengesetzten Gneisen des Grundgebirges südlich Nürnberg stammen.

Die Vorstellung, dass es sich beim Grundgebirge

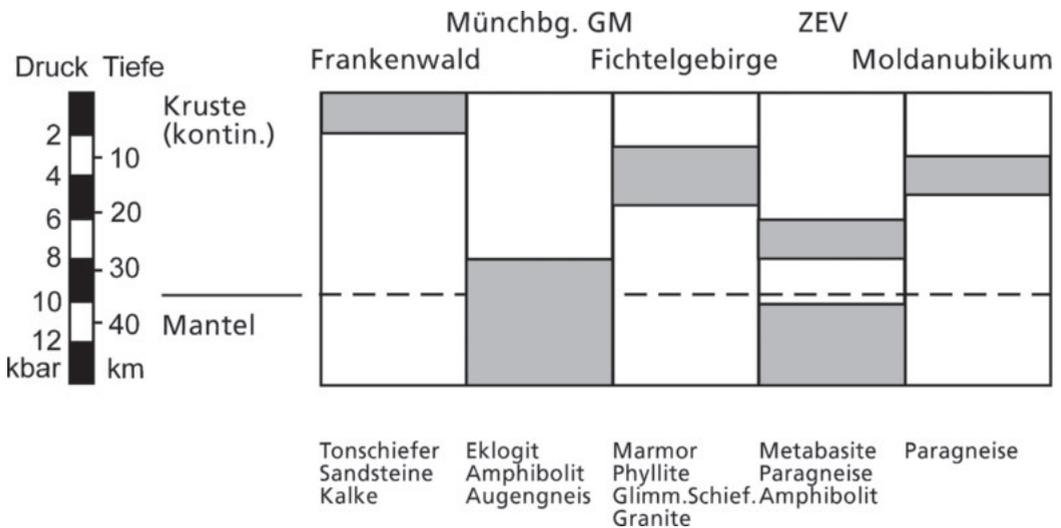


Abb. 4: Das Grundgebirge ist nicht einheitlich aufgebaut. Anhand des Metamorphosegrades bzw. dem Vorkommen magmatischer Gesteine kann man die Herkunft aus unterschiedlichen Tiefen rekonstruieren. Insbesondere die Münchberger Gneismasse und die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) haben vor ihrer Platznahme in die heutige Position in großen Tiefen Metamorphose erfahren. Aufgrund ihrer mineralogischen Komposition wäre es möglich, dass diese beiden Einheiten Reste ozeanischer Kruste repräsentieren, wie sie einst zwischen den kontinentalen Mikroplatten vorhanden gewesen sein könnte.

um ein Puzzle aus unterschiedlichen Mikroplatten handelt, wird vor allem auch daran deutlich, dass hinsichtlich der Gesteinsausbildung sehr unterschiedliche Einheiten nebeneinander liegen. Dies kann in eindrucksvoller Weise nordöstlich bis östlich von Nürnberg beobachtet werden, wenn man vom Frankenwald aus nach Südosten in die Münchberger Gneismasse, von dort weiter in das Fichtelgebirge und schließlich in die nördliche Oberpfalz geht. Man trifft hier auf unterschiedlichste Gesteine, die wiederum unterschiedliche Bildungsbereiche und, weil darunter Einheiten mit magmatischen und metamorphen Gesteinen auftreten, auch unterschiedliche Bildungstiefen anzeigen (Abb. 4).

Der Frankenwald wird von nur wenig veränderten marinen Sedimentgesteinen des Präkambriums und Paläozoikums aufgebaut. Dazwischen sind z. T. mächtige basische Vulkanite (Diabase) eingelagert, deren Kissenstruktur submarine Ergüsse anzeigt. Die Gesteine wurden gerade nur soweit versenkt (und damit erhöhten Drücken und Temperaturen ausgesetzt), dass Tonstein in feste, harte Schiefer umgewandelt wurden (die dunklen Tonsteine des Lias in der Nachbarschaft Nürnbergs geben eine Vorstellung vom ursprünglichen Ausgangsgestein).



Abb. 5: Eklogite sind die Gesteine, die bei der varistischen Gebirgsbildung aus den größten Tiefen stammen. Sie entstanden dort unter der höchsten Metamorphosestufe durch Umkristallisation aus einem entsprechend tief versenkten basaltischen Ausgangsgestein. Weißenstein südlich Münchberg. Foto: Autor.

An diese von oberflächennahen Bildungen charakterisierte Einheit grenzt unmittelbar im Südosten die Münchberger Gneismasse. In ihr trifft man auf Gesteine, die unter Drücken entstanden, wie sie nur in großen Tiefen (mehr als 30-40 km) möglich sind. Einstige basaltische Gesteine – aufgebaut aus Plagioklas-Feldspäten und Pyroxen – wurden nach der Versenkung in diese Hochdruckbereiche zu einem Gestein mit dem Namen **Eklogit** (Abb. 5) umgewandelt (dessen Mineralspektrum nun von rotem Granat und einem grünen Pyroxen-Typ geprägt wird). Innerhalb der Gneismasse liegen zudem die stärker metamorphen Gesteinseinheiten über relativ niedriger metamorphen, was nur durch erklärbar wird, wenn diese aus großer Tiefe stammenden Gesteinseinheiten im Nachhinein über solche gestapelt wurden, die aus geringerer Tiefe stammen.

Im südöstlich angrenzenden Fichtelgebirge sind die Gesteine dem des Frankenwaldes ähnlich, haben aber überwiegend eine stärkere Metamorphose erfahren. Ein markantes Beispiel: Bei Wunsiedel findet man Marmor – entstanden durch die Rekristallisation von Kalkgestein. Zu diesen metamorphen Gesteinen kommen zahlreiche Granitkörper, die im Oberkarbon in die Kruste eingedrungen und in größeren Tiefen

(mehr als 5 km) kristallisiert sind. Fichtelgebirge und Frankenwald werden in der „Saxothuringikum“ genannten Baueinheit zusammengefasst – die dazwischen gelegene Münchberger Gneismasse wird als aus größerer Entfernung (und Tiefe) hin verschobener Fremdkörper angesehen. Südöstlich des Fichtelgebirges folgt die „Moldanubikum“ genannte Baueinheit. Im N – hin zum Fichtelgebirge – steht die nur im weiteren Sinne zum Moldanubikum gezählte Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) im besonderen Interesse der Geologen. Die ZEV

wird von metamorphen basischen Gesteinen charakterisiert. Möglicherweise handelt es sich hierbei um die Reste von ozeanischer Kruste, wie sie zwischen den Mikroplatten vor der Vereinigung zu Pangäa existiert haben muss. Die ZEV wird bezüglich ihrer heutigen Umgebung als Fremdkörper angesehen – ihre Herkunft wird weiter südöstlich angenommen. Es gibt plausible Vorstellungen, dass die hochmetamorphen Gesteine der ZEV wie auch der Münchberger Gneismasse durch einen Fernschub in die heutige Position gelangten, wobei die Münchberger Gneismasse auch noch über das Fichtelgebirge geschoben worden wäre und damit dem äußersten, nordwestlichsten Vorkommen dieser Überschiebungs-Einheit entspräche.

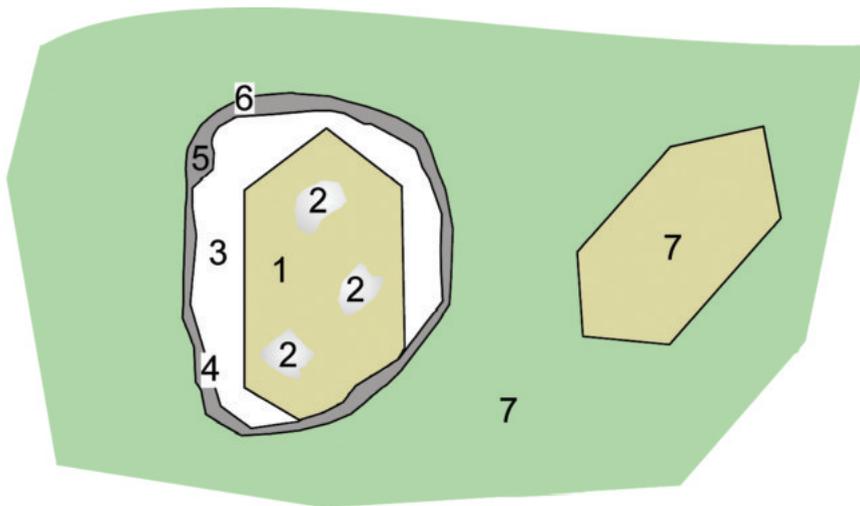
Die Erforschung dieser komplizierten strukturellen Verhältnisse war eines der Motive, die mit der in den Jahren 1987-1994 durchgeführten Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) verfolgt wurden. Die aufgrund seismischer Voruntersuchungen getroffene Wahl der Bohrstelle bei Windischeschenbach brachte aber in dieser Hinsicht nicht die erhofften Ergebnisse (BAYER. GEOL. LANDESAMT 1996: Erl. G. K. Bayern 1 : 500000, S. 257). Die erwarteten horizontalen Strukturen hätten die tektonisch allochthone (also von der Ferne herantransportierte) Position der ZEV belegen sollen. Stattdessen wurde aber eine steil gestellte Abfolge von Gneisen durchbohrt. Wie auch immer – bei der varistischen Gebirgsbildung wurden nicht nur Mikrokontinente zusammengefügt, sondern dazwischen liegende ozeanische Kruste muss in den Erdmantel subduziert und nur in kleinen Resten – wie vermutlich in der ZEV bzw. den hochmetamorphen Eklogiten der Münchberger Gneismasse – im oberen Krustenbereich erhalten sein. Auch marine Sedimente, die auf den Schelfen der Mikrokontinente oder in der dazwischen gelegenen Tiefsee abgelagert wurden, gerieten in die Deformation und wurden in die Kontinentalschollen eingebaut.

Das Moldanubikum lässt sich wiederum in unterschiedliche Teilbereiche gliedern. Stark zusammengefasst wird diese Einheit (nun im

engeren Sinn genommen) vor allem durch Gneise und Granite repräsentiert. In manchen Bereichen sind außerdem migmatitische Gesteine häufig – Zeugnisse von teilweiser Aufschmelzung unter anomal erhöhten Temperaturbedingungen. Die Migmatite und Gneise repräsentieren ein tieferes Krusten-Stockwerk als die Gesteine des Fichtelgebirges (und des Frankенwaldes ohnehin).

Tiefbohrungen im Raum Nürnberg sind mehrfach auf das Grundgebirge getroffen – eine zusammenfassende Darstellung findet man bei BERGER (1977, 15 ff.). Die Bohrungen Fürth-Poppenreuth und Bremenstall trafen auf gefaltete paläozoische Sedimentgesteine, während die Bohrung Weikershof Granit vorfand. Demnach würde die Grenze zwischen den beiden Baueinheiten des varistischen Gebirges, dem von Sedimentgesteinen geprägten Saxothuringikum (im Norden) und dem von kristallinen Gesteinen dominierten Moldanubikum (im Süden) zwischen den alten Stadtkernen von Fürth und Nürnberg verlaufen (dieser geologische Aspekt könnte den zwischen beiden Städten existierenden traditionellen Rivalitäten einen fundamentalen Unterschied auf geologischer Ebene zur Seite stellen...). Es sind aber nachhaltige Zweifel ausgesprochen worden, ob die Bohrung Weikershof tatsächlich auf Granit getroffen ist. Da sich die Interpretation nicht auf ein durch Kernbohrung gewonnenes Festgestein, sondern auf zerkleinertes Bohrgut bezieht, interpretieren einige Bearbeiter – zuletzt KLARE & SCHRÖDER (1986, S. 122) – das fragliche Gestein als Sediment aus der Rotliegendzeit, also als Deckgebirgs-Bildung (die Unterscheidung von Granit und umgelagerten Granitkomponenten, also damit einem Sediment, ist auf Grundlage von zerkleinertem Bohrgut nicht einfach). Wie auch immer – die Grenze zwischen den beiden Grundgebirgs-Einheiten ist in jedem Fall im Bereich unter Fürth-Nürnberg anzusetzen – vgl. auch die seismischen Untersuchungen, die diese Grenze entlang der Linie Nürnberg – Ansbach – Crailsheim feststellen (BRAM & BADER 2001, S. 109).

Die aus Sedimentgesteinen aufgebauten Ein-



Zirkon-Mineral aus dem Grundgebirge des Regensburger Waldes

- 1) Der Zirkon kristallisiert vor 3,8 Mrd. J. in einer granitischen Schmelze.
- 2) Vor 2,6 Mrd. J. wird der Granit von einer hochgradigen Metamorphose erfaßt: dabei verliert der Zirkon bereichsweise sein seit der Kristallisation entstandenes Blei (das Blei entsteht durch den radioaktiven Zerfall von Uran, das im Kristallgitter in Spuren mit eingebaut wurde).
- 3) Der Zirkonkern wird vor 1,9 Mrd. J. von einer neuen Zirkon-Generation überwachsen. Dies geschah im Zuge einer erneuten Aufschmelzung des umgebenden Gesteins.
- 4) Das Wirtsgestein gerät an die Oberfläche und wird von Verwitterung und Abtragung erfaßt. Der Zirkon wird als Einzelkorn in einem Fluß oder an einem Strand zugerundet. Nur Anwachsphasen oder metamorphe Ereignisse sind radiometrisch zu datieren – bei Erosionsereignissen wie hier erfolgt keine Neueinstellung der radiometrischen Uhr.
- 5) Bereits nach kurzer Zeit wird der Zirkon in ein Sediment eingebettet und anschließend mit diesem tief versenkt. Das Gestein wird erneut erhitzt und zumindest teilweise aufgeschmolzen: unser Zirkon wird erneut von einer weiteren Lage umwachsen. Diese äußerste Rinde kann auf 1,8 Mrd.J. datiert werden.
- 6) Das Wirtsgestein gerät wieder an die Oberfläche und somit in den Abtragungsbereich. Der Zirkon wird wieder als Einzelkorn umgelagert und dabei abgerundet.
- 7) Die weiteren Schlußfolgerungen lassen sich nicht mehr am Korn, sondern aus dessen heutiger Gesteinsumgebung gewinnen: Der Zirkon wird in ein Sediment eingebettet, erneut versenkt und der Metamorphose unterworfen: es bildet sich ein Gneis. Die jüngsten der in diesem Gneis auftretenden Zirkone haben ein Alter von 0,6 Mrd. Jahren. Diese jungen Zirkone wurden ebenfalls, durch sedimentäre Umlagerung von aussen in das Ausgangsgestein des Gneises eingetragen – ihr Alter repräsentiert somit das mögliche maximale Alter des Gneises. Das minimal mögliche Alter wird durch eine im Gestein datierbare Metamorphose vor 0,46 Mrd.J. gesetzt. Die varistische Gebirgsbildung (vor etwa 0,390-0,330 Ma) hat im Gestein keine Spuren hinterlassen.

GEBAUER, D., WILLIAMS, J.S., COMPTON, W. & GRÜNENFELDER M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaen based on conventional ion micro-probe dating of up to 3,84 b.y. old detrital zircons. - Tectonophysics 157, 81-96. - Nach der Darstellung in den Erl. z. Geol.Karte von Bayern 1 :500 000, München 1996, S. 19.

Abb. 6: Die Geschichte eines Zirkon aus dem Regensburger Wald (moldanubische Einheit des Grundgebirges). Die Darstellung ist eine den Werdegang deutlicher heraushebende Umzeichnung der Abbildung aus GEBAUER et al. 1989, wiedergegeben in BAYER. GEOL. LANDESAMT 1996, Erl. GK von Bayern 1 : 500 000, S. 19).

heiten des Grundgebirges können anhand von Fossilien nach der traditionellen biostratigraphischen Methode mehr oder weniger präzise zeitlich gegliedert werden. Da es sich um Ablagerungen des Flachmeeres (bzw. Schelfmeers) oder der Tiefsee handelt, erhält man so auch Informationen über die Beschaffenheit der Meeresräume im Umfeld der Mikrokontinente. Im kristallinen, also von magmatischen und metamorphen Gesteinen aufgebauten Grundgebirge lassen sich zeitliche Einstufungen hingegen nur mit radiometrischen Methoden erzielen. Die hierzu notwendigen Techniken wurden in den letzten 20 Jahren stark verfeinert. Inzwischen ist es möglich, Einzel-Mineralien in Gesteinen differenziert zu beproben – mit diesem technischen Fortschritt sind die Einblicke in die geologische Geschichte des kristallinen Grundgebirges enorm angewachsen.

2.3. Spuren eines Anfangs?

Die nach ihrer Norddrift in der varistischen Gebirgsbildung zusammengeschweißten Kontinentalfragmente müssen natürlich selbst eine noch weiter zurückreichende Geschichte haben. Die paläozoischen Sedimentgesteine des Frankenwaldes müssen auch einmal "Deckgebirge" auf einem noch älteren Grundgebirge gewesen sein, und dieses Grundgebirge wiederum kann eine lange geologische Geschichte haben, ja selbst wiederum aus unterschiedlichen älteren Gebirgen bestehen. Für die Kristallin-Gesteine des Bayerischen Waldes (Moldanubikum) konnten Metamorphosen nachgewiesen werden, die älter als die letzte varistische Phase sind. In vielen Teilen des varistischen Gebirges auch außerhalb Bayerns hat man Hinweise auf eine zeitgleiche Metamorphose am Ende des Präkambriums gefunden (die einer als „cadomisch“ bezeichneten Gebirgsbildung zugerechnet werden). Diese Ereignisse haben offenbar stattgefunden, als die Kontinentalfragmente noch gemeinsam am Nordrand von Afrika lagen (das damals selbst wiederum in Nähe des Südpols lag).

In den Gneisen des Moldanubikums (dem südlich des Fichtelgebirges gelegenen Teil des

varistischen Gebirges) hat man Spuren gefunden, die möglicherweise in die erste Phase der Bildung dieses Krustenbauteiles zurückweist. Kontinentale Kruste ist im Gegensatz zu ozeanischer Kruste nicht subduzierbar. Während man in den gegenwärtigen Ozeanen keine Kruste findet, die älter als jurazeitlich ist, kann man im Kern vieler Kontinente Anteile sehr alter Kruste finden. Die Geschichte dieser alten Kerne ist aber in der Regel durch relativ jüngere Deformationen und Metamorphosen überprägt, sodass die frühe Entwicklung nur mehr schwer zu erfassen ist.

Gneise nehmen im moldanubischen Teil des varistischen Gebirges beträchtlichen Raum ein. Der Name „Gneis“ bezeichnet in relativ unscharfer Weise metamorphe Gesteine, die bei tiefer Versenkung bzw. stärkerer Temperaturerhöhung durch die Umkristallisation aus verschiedenen Ausgangsgesteinen entstehen können. Bei dieser Umkristallisation wachsen tafelige oder prismatische Mineralien in eine von den Druck- bzw. Spannungsbedingungen gesteuerte Richtung, wodurch im Gestein mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Lagigkeit entstehen kann (dies wird besonders deutlich, wenn helle und dunkle Mineralien in Wechselagen vorkommen). Gneise können aus magmatischen Ausgangsgesteinen (also auch Granit), aber auch aus Sedimentgesteinen entstehen. Kommt es aufgrund anomaler Temperaturerhöhung in der tieferen Kruste gar zur Aufschmelzung, dann kann aus einem Gneis auch eine Gesteinsschmelze entstehen, die bei der Abkühlung wiederum ein Tiefengestein (wie Granit) werden würde.

Insbesondere ein Mineral ist gegenüber solchen Veränderungen besonders robust: der **Zirkon** ($ZrSiO_4$). Dieses Mineral entsteht ursprünglich vor allem in magmatischen Gesteinen des Granittyps. In einem Granit ist stets nur sehr wenig Zirkon, sodass von ihm bei der Beschreibung eines Granits in der Regel nicht die Rede ist. Zirkone haben die Eigenschaft, auch chemisch wie mechanisch höchst robust zu sein. Während andere Mineralien schon auf relativ geringe Temperaturerhöhungen mit Rekrystalli-

sation oder Umkristallisation reagieren, kann Zirkon dies weitgehend unverändert überstehen. Zirkone überdauern so auch mehrere Umlagerungs- und sogar Aufschmelzungs-Ereignisse (in Gesteinen kann es aufgrund der jeweils unterschiedlichen kritischen Temperaturen gegenüber sich verändernden Umgebungsbedingungen durchaus Mineralien unterschiedlichen Alters geben). Wegen ihrer Robustheit kann man mithilfe der Zirkone unter Umständen tief in die Erdgeschichte zurückblicken – insbesondere jene Zirkone, die im Mikroskop mehrere Lagen (mutmaßliche unterschiedlich alte Anwachsgenerationen) zeigen, werden daher bevorzugt beprobt. Besonders spektakulär ist ein nordöstlich Regensburg gefundener Zirkon, dessen älteste Mineralbereiche in die frühe Erdgeschichte zurückführen. Aufgrund der Spuren, die der Zirkon im Laufe weiterer geologischer Veränderungen erhalten hat, wird er zum Informationsträger der Vorgeschichte seines Wirtsgesteins (Abb. 6).

2.4. Deckgebirge

Nach der varistischen Gebirgsbildung war das geologische Fundament Mitteleuropas geschaffen. Dieser geologische Sockel selbst hat sich seither nicht mehr verändert – allerdings ist an seinen Rändern und bezüglich der Position auf der Erdoberfläche noch einiges geschehen:

1. An den Rändern sind später im Süden die Alpen (und damit auch erneut Krustenteile, die vormals zur Afrikanischen Platte gehörten), an Europa angegliedert worden.
2. Mit der im Jura einsetzenden Öffnung des Zentralatlantiks beginnen Afrika und Nordamerika auseinander zu rücken. Erst im Tertiär – vor ca. 55 Ma – beginnt sich die Öffnung des Atlantiks in den nordatlantischen Bereich fortzusetzen, sodass auch Europa von Nordamerika wegzurücken beginnt.
3. Europa hat sich anschließend zusammen mit Asien insgesamt weiter nach Norden bewegt. Hätte Nürnberg im Oberkarbon – unmittelbar nach der varistischen Gebirgsbildung – gerade noch auf der Südhalbkugel gelegen, so wäre es im Perm bereits in der nördlichen Hemisphäre

angekommen. Im Perm und Trias noch äquatornah im Bereich der Wendekreise positioniert, rückt Mitteleuropa anschließend sehr langsam weiter nach Norden, bis die Nürnberger Region schließlich den 49° Grad nördlicher Breite erreichte.

2.4.1. Perm

Im Perm beginnen sich in unserer Region erstmals wieder anhaltende Ablagerungsräume zu entwickeln. In innerkontinentalen Senken sammelt sich meist nur schlecht sortierter Verwitterungsschutt. Außerdem kommt es in vielen Bereichen Mitteleuropas zu heftigem Vulkanismus – so gewaltige Ausbrüche wie zu jener Zeit hat es seither in unserer Region nicht wieder gegeben. Die Gesteine des Perm sind allerdings die unterste Einheit des Deckgebirges, und daher in der Nürnberger Region nicht an der Oberfläche anzutreffen.

Dennoch sollen die weit unter unseren Füßen liegenden Perm-Gesteine hier erwähnt werden, wurden doch bei Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen in jüngerer Vergangenheit interessante Zeugnisse gefunden. Die im Jahr 1988 durchgeführte **Forschungsbohrung Abenberg** (ca. 20 km südwestlich Nürnberg) setzte an einer im Keuper (Unterer Burgsandstein) gelegenen Geländeoberfläche bei 356 m ü. NN an. In 370 m Bohrtiefe stieß man auf mächtige Gesteine aus dem unteren Perm (dieser Zeitraum wird in Deutschland als Rotliegend bezeichnet). Bei der Endtiefe von 600 m war diese Abfolge noch nicht durchfahren (GUDDEN 1993).

Das Rotliegende von Abenberg wird aus schlecht sortierten Schwemmfächer-Ablagerungen (Fanglomerate) und vor allem aus unterschiedlichen vulkanischen wie auch vulkanoklastischen Gesteinen aufgebaut. KURZLAUKIS & LORENZ (1993) konnten darin die Spuren heftiger Eruptionen und damit verbundener Bimsstein-Aschenströme (Ignimbrite) nachweisen. Geophysikalische Untersuchungen weisen darauf hin, dass das Rotliegende von Abenberg in einer von staffelartigen Randbrüchen begrenzten tektonischen Grabenstruktur liegt und

darin Mächtigkeiten von über 1000 m erreicht (BOPP & SIMON 2001). Auch unter Gunzenhausen ist man ab der Bohrtiefe von 294 m auf vulkanisches Gestein getroffen (BAUBERGER in HAUNSCHILD 1990). Diese Gesteinsvorkommen ragt, so das Ergebnis jüngerer seismischer Untersuchungen, mehr als 100 m über seine permische Umgebung auf, und könnte, so BADER (2001, S. 28), das Erosionsrelikt einer Vulkan-schlotfüllung sein.

Die Gesteine aus dem Rotliegenden nehmen allerdings eine Zwitterstellung zwischen dem Grund- und Deckgebirge ein. Sie lagern nach unten diskordant dem varistisch deformierten Grundgebirge auf, d. h. vor ihrer Ablagerung fand Abtragung und in bedeutendem Maß auch Einebnung der bei dieser Deformation entstandenen Landschaft statt. Die Rotliegend-Ablagerungen selbst befinden sich jedoch ebenfalls in einer Umgebung, die während und nach ihrer Bildung erneut (oder weiter) abgetragen und eingeebnet wurde. Die Höhenlage und das Relief dieser permischen Landoberfläche unter der Nürnberger Region ist inzwischen genauer bekannt (BUNESS & BRAM 2001). Die Gesteine aus der Rotliegend-Zeit wurden offenbar nur dort erhalten, wo sie durch bruchtektonische Absenkung von dieser weiteren Abtragung verschont wurden. Das Rotliegend-Vorkommen von Abenberg zeigt, wie mächtig Rotliegend-Abfolgen sein konnten, und welches enorme Ausmaß die grabenartigen Einbrüche in jenem erdgeschichtlichen Abschnitt erreichten.

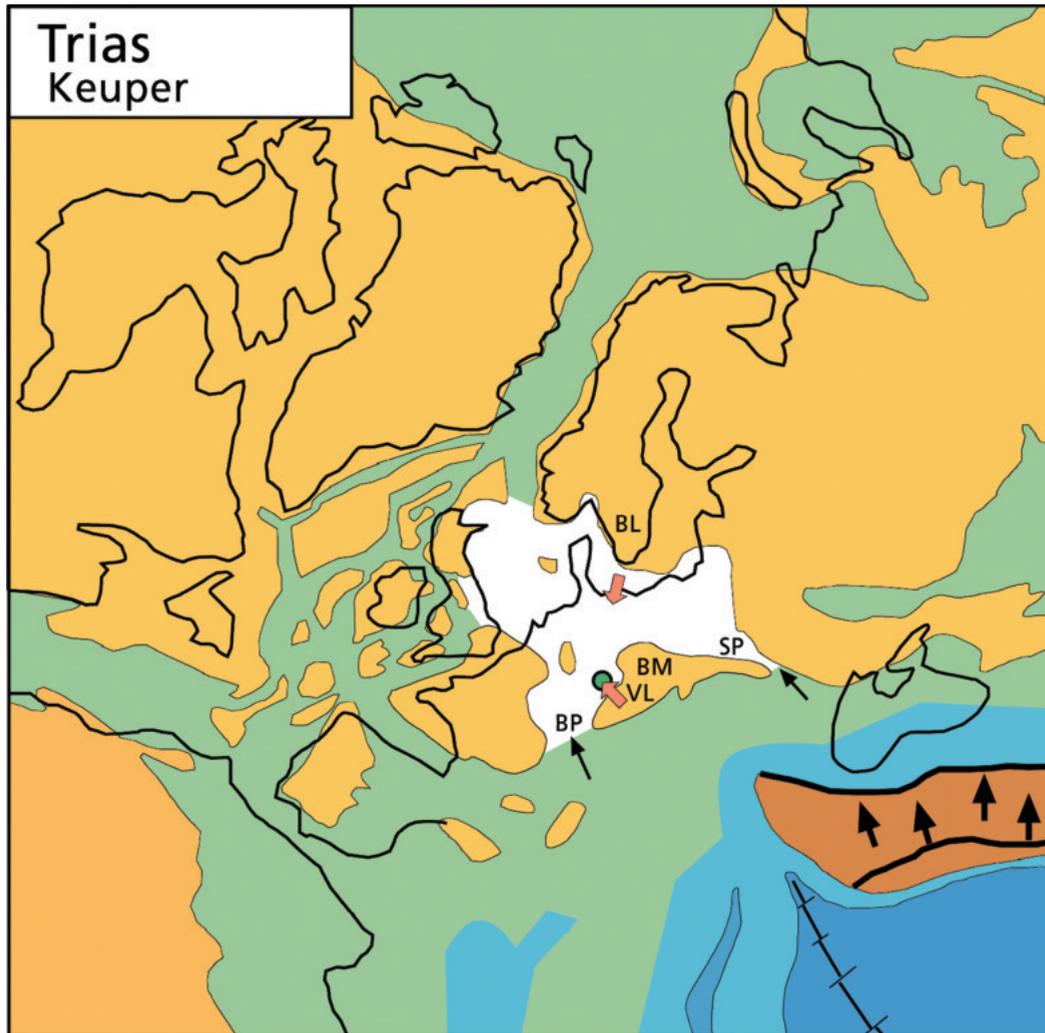
Die obere Einheit des Perms – das Zechstein – wird durch einen von Norden kommenden Meeresvorstoß geprägt. Das Zechsteinmeer erreichte aber Nürnberg nicht mehr – die Küste verlief zur Zeit der maximalen Ausdehnung etwa entlang der Linie Bayreuth-Stuttgart (BAYER. GEOL. LANDESAMT 1996, Erl. GK Bayern 1 : 500 000, S. 61). In Nordbayern kam es in tieferen Bereichen zum Absatz von Dolomit und Steinsalz. Kurorte wie Bad Kissingen oder Bad Neustadt an der Saale profitieren heute von den aus dieser Schicht kommenden salzhaltigen Wässern.

2.4.2. Trias – allgemeine Züge

Nach dem Rückzug des Zechsteinmeeres beginnt in der Unteren Trias eine anhaltende Sedimentationsphase. In der Trias entstehen die Gesteine, die die nahe Umgebung wie auch den unmittelbaren Untergrund Nürnbergs ausmachen. Der nun entstehende Ablagerungsraum ist aber im Wesentlichen kein Meeresbecken, sondern eine innerkontinentale Senke, die nur gelegentlich – in einigen Abschnitten wie dem Muschelkalk allerdings auch länger – über Meeresstraßen mit dem offenen Meer im Süden eines hinter Nürnberg liegenden Festlandes (dem so genannten **Vindelizischen Land**) in Verbindung stand (Abb. 7).

Die Trias hat in Deutschland ihr klassisches Gebiet – hier hat FRIEDRICH VON ALBERTI (1834) die „Dreiheit“ aus den Formationen des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers unter dem lateinischen Begriff „Trias“ vereint. Diese Bezeichnung hat sich weltweit durchgesetzt, auch wenn sie ihren ursprünglichen Sinn eigentlich nur in Mitteleuropa, oder genauer, in dem als **Germanisches Becken** bezeichneten Ablagerungsraum hat. So werden Gesteine an jeder Stelle der Erde in die Trias gestellt, wenn sie in den von dieser Gesteinsfolge repräsentierten Zeitraum zu stellen sind. Das Problem dabei ist, dass die Germanische Trias nur eine sehr schlechte Vorgabe für ein weltweites Gliederungssystem sein kann: die Fossilarmut und die zudem über viele Abschnitte nur lückenhafte Ablagerung ermöglichen es kaum, hier die stratigrafische Referenz zu setzen. Tatsächlich ist es eher umgekehrt: die Geologen versuchen mehr oder weniger erfolgreich, die einzelnen Gesteinsgruppen in zeitliche Gliederungen zu stellen, wie sie an anderen Orten anhand vollständigerer und vor allem fossilreicherer Abfolgen entwickelt wurden. Dennoch findet man in der *Stratigraphischen Tabelle von Deutschland* (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002) noch immer einige Fragezeichen gedruckt.

Die genannten Schwierigkeiten sind Folge der Eigenart des Sedimentationsraumes. Das Germanische Becken war eine innerkontinentale



- kontinentale Hochgebiete
- Germanisches Becken
- kontinentale Tieflagen, mit wechselnder Ausbreitung von Flachmeer bedeckt
- tiefere marine Bereiche
- marine Bereiche mit ozeanischer Kruste und *spreading*-Achse
- aktiver Faltengebirgsgürtel, Pfeile: Überschiebungsrichtung

Abb. 7: Paläogeografie Europas in der Oberen Trias (Keuper). Grafik modifiziert nach ZIEGLER 1990. Abkürzungen: BP/ Burgundische Pforte, SP/Schlesisch-Mährische Pforte, die schwarzen Pfeile markieren die marinen Ingressionswege in das Germanische Becken; BM/Böhmische Masse, VL/Vindelizisches Land, BL/Baltisches Festland; die Keupergesteine Nordbayerns erhielten ihr Sedimentmaterial von diesen Festlandsbereichen, die hellroten Pfeile zeigen die Transportrichtungen. Der grüne Punkt markiert die Lage von Nürnberg.

Senke, die von den umgebenden Hochgebieten mit Verwitterungsmaterial beliefert wurde. Vor allem Quarzsand, phasenweise auch mit einem höheren Anteil von Feldspäten, sowie auch tonige Verwitterungsbildungen wurden in diese Senke geschwemmt. Die Sedimentanlieferung war nicht durchweg kontinuierlich, und nicht selten wurde das, was schon in den Randbereichen dieser Senke abgesetzt war, in einer nächsten Phase wieder umgearbeitet und ein Stück zentraler wieder abgesetzt. In der Senke gab es in manchen Zeiten einen See, aber dieser See war eben nicht durchgehend vorhanden, und wenn er existierte, glich er oft eher einem eintrocknenden Salzsee als einem mit reichem Leben erfüllten Süßwasser-Reservoir.

Um die Gesteine der Trias und insbesondere auch des in der Nürnberger Umgebung vorherrschenden Keupers in ihrem Typus und ihrer Vergesellschaftung mit anderen Sedimenttypen zu verstehen, muss man sich die paleogeographische Situation klar machen (Abb. 7): unsere Region liegt am E-Rand von Pangäa, dem im Karbon aus vormaligen verschiedenen Platten vereinten Großkontinent. Während im Perm die Absenkung auf das nördliche Deutschland beschränkt war und der Transgression des Zechsteinmeeres den Weg wies, greift die sich in der Trias fortsetzende Absenkung wesentlich weiter und anhaltender aus. Die so entstehende Binnensenke, das **Germanische Becken** bzw. die darin entwickelten Sedimente der **germanischen Trias** unterscheiden sich deutlich von den Triasabfolgen, die etwa im Süden des **Vindelizischen Rückens** im offenen Meer entstanden, und, sofern sie in den späteren Alpenraum einbezogen wurden, als **alpine Trias** bezeichnet werden.

Innerkontinentale Becken wie das Germanische Becken gibt es im Prinzip auch heute. In Australien die Senken um den Eyre- und Torrens-See, in den USA den Großen Salzsee oder auch das *Death Valley*. Das Besondere am Germanischen Becken war nun aber, dass es über Senken oder „Pforten“ von Süden her auch vom Meer erreicht werden konnte. Diese Pforten waren im Südwesten die Burgundische Pforte, im

Südosten die Schlesisch-Mährische – und in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft – die Ostkarpatenpforte. So war das Germanische Becken zwar ein kontinentaler Ablagerungsraum, aber in manchen Phasen war es auch ein stark isoliertes Randmeer des im Süden des Vindelizischen Rückens liegenden offenen Meeres (einem Ausläufer des damaligen Pazifiks, der von den Geologen **Tethys** genannt wird).

Wir wollen uns im Folgenden auf die oberste Einheit der Trias, also den Keuper, konzentrieren. Während der Buntsandstein bis auf seine oberen Bildungen in einer vom Meer abgeschnittenen Senke abgelagert wurde, repräsentiert die Zeit des Muschelkalks eine etwa gleich lange Phase von etwa 8 Millionen Jahren, in denen das Meer die meiste Zeit Zutritt zum Germanischen Becken hatte. Die viel längere Zeit des Keupers ist in dieser Hinsicht relativ wechselhaft. Bestanden im Unteren Keuper wie in den ersten Abschnitten des Mittleren Keupers (Gipskeuper, vom Grundgips der Myophorienschichten bis zu den Lehrbergsschichten) mehrfach Verbindungen zum Meer, so entsteht der obere Bereich (Sandsteinkeuper, vom Blasen-sandstein bis zum Feuerletten) im stärker isolierten Becken. Die Vorstellungen über den Ablagerungsraum sind in jüngerer Zeit weiter entwickelt worden. Gestützt durch einen Vergleich mit aktuellen Ablagerungsräumen dieser Art, hat man ein Modell vom Germanischen Becken entworfen, dessen Züge vor wenigen Jahren von HAUSCHKE & WILDE (1999) in einem mächtigen Band über die Trias zusammengestellt wurden. Die folgende Skizze schöpft aus diesem Werk, insbesondere aus dem Beitrag von BEUTLER & SZULC (1999) sowie BEUTLER, HAUSCHKE & NITSCH (1999). Eine Übersicht über die Schichtenfolge des nordbayerischen Keupers gibt Abb. 8.

2.4.3. Keuper

Die Charakteristik der Sedimentation im Germanischen Becken wird durch eine Abfolge von Faziesgürteln bestimmt. Diese Gürtel sind nicht stationär, sondern verschieben sich mit der Veränderung der Umweltbedingungen – das Ver-

hältnis von Niederschlag und Verdunstung, das Klima, die Verwitterungs- und Abtragungsintensität, die Beschleunigung oder Verzögerung der Absenkung des Beckenzentrums, der mögliche Zutritt des Meeres – das sind die wichtigen Faktoren. Aus der Mittelfränkisch-Nürn-

berger Perspektive kommt noch ein weiterer interessanter Aspekt hinzu: die Lage am Randbereich des Germanischen Beckens, unweit des im Süd-Südosten gelegenen Festlandes (der Vindelizische Rücken) ist besonders sensibel für Veränderungen im Ablagerungsraum, denn das Vor- oder Zurückweichen einer Fazieszone wird hier schon bei relativ geringen Verschiebungen deutlich (im Gegensatz etwa zu einer Position nahe dem Beckenzentrum). Folgende Fazieszonen lassen sich prinzipiell unterscheiden:

O.K.	Kartierte Einheiten	wichtige Bänke	beckenwärtige Fazies		lithostratigraph. Formationen		
			←	→	Becken	Rand	
Mittlerer Keuper	ko	Rhät		D	Exter-F.	Trossingen-F.	
	kmF	Feuerletten	mariner Rhät /fluviatile Deltafazies, (Plateosaurus-Kongl.)		Arnstadt-F.		
	kmB	Burgsandstein	kmBo Ob. B.	↓	D	Weser-F.	Löwenstein-F.
		kmBm Mittl. B.		↓			
	kmC	Coburger Sandstein	kmBu Unt. B.			Hassberge-F.	
	kmBL	Blasensandstein		↑		Steigenwald-F.	
	kmL	Lehrbergsschichten	Lehrberg-Bänke		Stuttgart-F.	Benk-F.	
	kmS	Schilfsandstein		↓	Grabfeld-F.		
	kmE	Estheriensschichten	Acrodus-Corbula-Bänke			Erfurt-F.	Grafenwöhr-F.
	kmM	Myophorienschichten	Bleiglanzbank (Grenz-)Grundgips	↑			
U.K.	kuD	Grenzdolomit					
	ku2	Obere Tonstein-Gelbkalkschichten					
	kuW	Werksandstein					
		Untere Tonstein-Gelbkalkschichten					

Abb. 8: Zusammenstellung der Gesteinseinheiten des Keupers in Franken. Die in der Kartierpraxis relevanten Einheiten nach der Darstellung in BAYER, GEOL. LANDESAMT 1996, Erl. GK von Bayern 1: 500 000, S. 83). Diese Einheiten sind zugleich die für jedermann vor Ort greifbaren und unterscheidbaren Einheiten, oft selbst im Falle einer Orientierung an Lesesteinen. Die erst in jüngster Zeit von stratigraphischen Kommissionen ausgearbeitete Gliederung in lithostratigraphische Formationen (siehe dazu BACHMANN et al. 1999) wurde ebenfalls eingetragen. Ein wesentlicher Zweck dieser weiteren Vermehrung von Namen soll sein, über das gesamte Germanische Becken korrelierbare Einheiten zu haben. Die dunkel hinterlegten Felder markieren von Norden (Baltisches Land) geschüttete Sedimente. D: weit verbreitete Diskordanzen innerhalb der Abfolge.

1. Der landnahe Randbereich wird durch die von den Abtragungsgebieten (bei uns das vindelizische Land im Süden) gelieferten Schüttungen bestimmt. Von diesen Liefergebieten sind **Schwemmfächer** mehr oder weniger weit in das Beckeninnere vorgestoßen. Die Schwemmfächer zeichnen sich durch sehr wechselhafte Sedimentationsverhältnisse aus: Erosion, Verfüllung wie wiederholte Verlagerung von Rinnen, sowie die Wiederaufarbeitung von bereits abgelagerten Sedimenten sind typische Charakteristika. Die Sedimente haben nach den verhältnismäßig kurzen Transportwegen keine besonders gute Zurundung oder Sortierung erfahren. Der Burgsandstein ist in seiner im Nürnberger Raum sichtbaren Ausprägung ein charakteristischer Vertreter dieser Fazies (Abb. 9).

2. Zwischen den Schwemmfächern, wie um sie herum in Richtung Beckenzentrum, wurde auch feinkörnigeres, besser sortiertes Material verschwemmt. Die Ausbreitung solcher **Schwemmebenen** wurde gefördert, wenn der Abfluss über das Niveau der Rinnen hinaus flächenhaft war. Solche

Umstände waren begünstigt, wenn das Gefälle zum Beckenzentrum relativ gering war oder der Wasserstand eines im Becken stehenden Sees relativ hoch war. Schwemmebenen-Sedimente sind durch regelmäßige Schichtung, feineres und besser sortiertes Korn, sowie höhere Anteile an Schwebfracht (Feinsand, Glimmer, Ton-schlamm, Pflanzenreste) gekennzeichnet (Abb. 10).

3. Bis in das Beckenzentrum gelangte neben den im Wasser chemisch gelösten Stoffen (Lösungsfracht) in der Regel nur feinkörnige Material (Schwebfracht). Beim Trockenfallen des zentralen Bereichs entstand die so genannte **Tonebene**, die zumindest episodisch auch von Pflanzen besiedelt und so von Bodenbildungsprozessen erfasst wurde (durch Bioturbation kommt es dann in der Regel zur Verwischung von Feinschichtungsstrukturen). In der Fachsprache wird die Tonebene als **Playa** bezeichnet – das hier vorgestellte paläogeografische Modell wird insgesamt auch **Playa-Modell** genannt. Besonders weit ausgeht war die Tonebene zur Zeit des Feuerletten. In diesem Abschnitt wäre auch Nürnberg nur noch in wenigen Episoden von Schwemmfächern bzw. -ebenen erreicht worden (s.u.).

4. Im Zentrum des Beckens konnte sich unter günstigen Klimabedingungen (bzw. ausreichender Wasserzufuhr) ein See bilden – der so genannte Playasee. Dieser See kann nicht nur sehr unterschiedliche Flächenausbreitung und Tiefe, sondern auch große Schwankungen im Chemismus gehabt haben: vom gut durchlüfteten Süßwassersee bis zur eintrock-

nenden Salzlake, mit lagen- oder knollenförmigen Gips- und Dolomitausscheidungen aus kapillar aufsteigendem salzreichen Grundwasser schon in seinen tiefelegenen, nicht unter oberflächlicher Wasserbedeckung stehenden Randzonen. War der See groß, sauerstoffreich, mit Leben erfüllt und über einen längeren Zeitraum stabil, dann kann es neben der Bildung von Tonsteinen auch zur Bildung von Kalk- oder Dolomitschlamm gekommen sein (Abb. 11). In Zeiten zunehmender Verdunstung wird die relative Salzkonzentration im Wasser zugenom-



Abb. 9: In der Schwarzachschlucht südlich Nürnberg ist der Burgsandstein vorzüglich erschlossen. Massive Schüttungskörper mit Schrägschichtung sind charakteristische Bildungen von Schwemmfächern im Randbereich des Germanischen Beckens. Foto: Autor.



Abb. 10: Die Steinbrüche nördlich Ebelsbach (Haßberge; hier der Aufschluss westlich der Schönbachmühle im Coburger Sandstein) geben einen guten Einblick in die sedimentäre Charakteristik der Schwemmebenen-Fazies des Germanischen Beckens. Foto: Autor.

men haben, bei weiterer Eindampfung werden sich (auch hier) Dolomit, Gips und stellenweise auch Steinsalz gebildet haben. Nürnberg liegt allerdings zu weit am Rand, als dass sich hier solche Bildungen finden ließen. Diese Rand-



Abb. 11: In der Grube der Ziegelei Dehn in Neustadt a. d. Aisch sind die tonigen Lehrbergschichten (unten) und der Blasensandstein (oben) erschlossen. Die Lehrbergschichten präsentieren eine charakteristische Playa- bzw. Tonebenen-Bildung. Die von grünen Tönen gesäumten, ca. 5-20 cm mächtigen hellen Bänke sind die so genannten Lehrbergbänke; auch darunter treten noch einige geringer mächtige Karbonatbänke auf. Diese Karbonatbänke sind Ablagerungen, die in einem weit zu den Rändern hin ausgreifenden Playasee entstanden sind. Mit dem Einsetzen der Sandschüttungen des Blasensandsteins geht die Tendenz allerdings wieder in die Gegenrichtung: Nun schieben sich Schwemmfächer und Schwemmebenen vom Rand her in Richtung Beckenzentrum vor.



Abb. 12: Während der Untere Burgsandstein im Nürnberger Raum im Wesentlichen als Sandstein ausgebildet ist („Nürnberger Fazies“), findet man weiter zum Beckenzentrum hin Gips führende Tonsteine und Mergel („Heldburger Fazies“, „Heldburger Gipsmergel“). Die dünnen hellen Lagen bestehen aus Fasergips. Böschung ca. 1 km von Seidingstadt an der Straße nach Heldburg. Foto: Autor.

lage wird besonders beispielhaft zur Zeit des Unteren Burgsandsteins deutlich – während der Nürnberger Raum im Bereich der Schwemmfächer- und Schwemmebenen liegt und von Sandsteinen geprägt ist („Nürnberger Fazies“), sind weiter nach Norden hin zum Beckenzentrum (in der so genannten „Heldburger Fazies“) Gips führende Tonsteine entstanden (Abb. 12).

Das bisher skizzierte Modell des Germanischen Beckens kann noch in folgender Weise modifiziert werden:

5. Durch die bereits oben erwähnten, von Süden kommenden **Meeresingressionen** konnte das Beckeninnere zu einem Randmeer der Tethys werden. Besonders bei nur kurz anhaltenden marinen Verhältnissen wird die spätere Rekonstruktion aus den dabei entstandenen Sedimenten nicht in jedem Fall auf den ersten Blick deutlich, denn prinzipiell können in einer solchen Situation die gleichen Gesteine wie in einem isolierten Playasee entstehen. Die Ausbreitung der in einem Randmeer entstandenen Sedimente müsste aber hin zu den zum offenen Meer führenden Pforten reichen, außerdem wären marine Faunen zu erwarten.

6. In einigen Phasen ist der Transport der Sedimente nicht in das Germanische Becken hinein, sondern auch darüber hinweg gegangen. Dies war im Unteren Keuper zur Zeit des sogenannten Werksandsteins und im Mittleren Keuper zur Zeit des Schilfsandsteins der Fall. Beide Gesteine sind sedimentologisch relativ ähnlich.

Richten wir unser Augenmerk auf den Nürnberg etwas näher gelegenen **Schilfsandstein** (die nächsten Vorkommen liegen bei Ansbach oder im oberen Zenntal). Seine Erscheinung weicht schon auf den ersten Blick von dem vertrauten Bild der Nürnberger Sandsteine ab: feinkörnig, gut sortiert, Glimmer und (in der Regel nur kleine) Pflanzenreste führend (Abb. 13). Tatsächlich stammt das Material weit aus dem Norden vom Baltischen Festland. Von dort ist es über das Germanische Becken hinweg nach Süden bis zu den Pforten zur Tethys transportiert worden (in Abb. 7 ist diese von Norden kommende Sandschüttung durch einen Pfeil markiert). Die Playa-Paläogeographie des Germanischen Beckens ist damit phasenweise aufgehoben, stattdessen muss eine gewaltige, von Rinnen durchzogene Schwemmebene existiert haben. In solchen Rinnen ist der Schilfsandstein bedeutend mächtiger und massiver als in den umgebenden Schwemmebenen, wo zudem der Anteil an Ton höher war.

Eine bemerkenswerte Ausnahme ist in der Region um Ansbach-Lichtenau hervorzuheben. Hier, an der äußersten südöstlichsten Rinne vor dem nahen vindelizischen Land, macht sich dessen Einfluss doch bemerkbar: Das feine Korn des nordischen Sandsteins wird von groben bayerischen Zuschüttungen überdeckt. So sieht der Lichtenauer Schilfsandstein nicht wie der charakteristische Schilfsandstein, sondern eher wie der Nürnberger Burgsandstein aus (Abb. 14, Näheres und weitere Literaturhinweise bei HAUNSCHILD 1994).

Nach der Schilfsandstein-Zeit etablierte sich jedoch wieder die Playa-Paläogeographie und bis nahe hin zum Ende des Keupers, nämlich bis zur Zeit des Burgsandsteins und Feuerletzens, lassen sich ihre Züge an den überlieferten Gesteinen prägnant erfassen. Lag Nürnberg zur Zeit des Burgsandsteins im Bereich der Schwemmfächer, so haben sich die Faziesgrenzen im nächsten Zeitabschnitt – der Bildungszeit des Feuerletzens – hin zum Bekenrand verschoben. Nürnberg liegt nun im



Abb. 13: Der in den Rinnen der Schwemmebene abgelagerte Schilfsandstein weist mit seinem feinen und gut sortierten Korn auf eine Herkunft aus dem weit im Norden gelegenen Baltischen Land. Foto: Autor



Abb. 14: Bei Lichtenau wird die charakteristische Fazies des Schilfsandsteins durch grobkörnige Schüttungen aus dem südlich gelegenen Vindelizischen Land verdrängt. Der Schilfsandstein (nicht petrografisch, sondern als Formationsbegriff genommen) ist hier kaum von den übrigen grobkörnigen Keupersandsteinen (wie etwa dem Burgsandstein) zu unterscheiden. Grobkörniger Schilfsandstein mit Schrägschichtung, Kirche im alten Ortskern von Lichtenau. Foto: Autor.



Abb. 15: In unserer Region findet man im Feuerletten Konglomerat-Lagen. Die Vorkommen scheinen allerdings seitlich nicht durchgehend gebildet bzw. erhalten worden zu sein. Die Komponenten der wiedergegebenen Probe bestehen aus gut gerundeten Karbonat- und Tonstein-Geröllen, die durch grobspätigen Calcit zementiert wurden. Die Karbonat-Komponenten könnten aus aufgearbeiteten Karbonatkrusten (siehe Abb. 16) stammen. Wegen der mitunter darin gefunden Knochenreste werden diese Konglomerate auch als *Plateosaurus*-Konglomerat bezeichnet. Probe aus Lesesteinfunden nördlich der Straße zwischen Stiebarlimbach und Greuth; Breite der abgebildeten Probe 3 cm. Foto: Autor.



Abb. 16: Im Mittleren und Oberen Buntsandstein, möglicherweise auch bis in den Feuerletten hinein findet man dolomitische Karbonatkrusten, die in Zeiten der Bodenbildung – also in Sedimentationspausen – entstanden. Die Ausfällungen beginnen unten in Rissen des Bodens und können bei weiterem Fortschreiten (im oberen Bereich) zu geschlossenen Krusten zusammenwachsen. Diese in ariden/semi-ariden Klimaten bekannte Bodenbildung wird auch als Caliche, oder, je nach Chemismus, als Dolocrete bzw. Calcrete bezeichnet. Oberer Buntsandstein oder Feuerletten im aufgelassenen Steinbruch westlich unterhalb Altenstein (Haßberge), Foto: Autor.

Bereich der Tonebene, die nun weite Bereiche des germanischen Beckens einnahm. Diese Tonebene war sicher zumindest phasenweise von Vegetation eingenommen – der *Plateosaurus* als riesiger Pflanzenfresser wird hier nicht zum Vergnügen spazieren gegangen sein.

Sandschüttungen erreichten die Region nur in geringem Umfang. Wegen ihres eigenartigen Erscheinungsbildes sind die im Feuerletten eingestreuten Kalkkonglomerate hervorzuheben (Abb. 15). Offenbar haben sich in Senken der Tonebene Kalkabscheidungen gebildet, unter ariden bis semiariden Bedingungen war in den damaligen Böden auch die Bildung von Karbonatkrusten möglich (Abb. 16). Wie auch immer, solche Karbonatvorkommen konnten in Phasen der Erosion wieder aufgearbeitet und umgelagert werden: Zusammen mit Tonsteingeröllen bilden sie das so genannte Plateosaurus-Konglomerat – der Name kommt daher, weil sich darin relativ häufig ebenfalls umgelagerte Reste dieses Sauriers finden. Die Sandschüttungen, aber auch das Plateosaurus-Konglomerat lassen sich in der unmittelbaren Umgebung Nürnbergs gut beobachten – etwa um Letten oder am östlichen Fuß des Brunner Berges am Ortsrand von Brunn.

Nördlich Nürnberg gelang dem Nürnberger Arzt Dr. JOHANN FRIEDRICH ENGELHARDT (1797-1857) im Jahr 1834 der erste

Saurierfund in Deutschland. Es handelte sich nicht um ein vollständiges Exemplar, sondern um einige große Knochen. Der genaue Fundort hat sich allerdings nur annähernd rekonstruieren lassen, siehe auch dazu die neue umfassende Arbeit über die bayerischen *Plateosaurus*-Funde von MOSER (2003). ENGELHARDT hat die Knochen dem damals führenden Wirbeltierpaläontologen Deutschlands, HERMANN VON MEYER (1801-1869) überlassen. Dieser gibt 1837 im *Neuen Jahrbuch für Mineralogie* kurze Nachricht von dem Fund und beholt den Finder, indem er dessen Namen als Art-Bezeichnung festsetzt:

„Herr Dr. Engelhardt in Nürnberg brachte zur Versammlung der Naturforscher in Stuttgart einige Knochen von einem Riesenthier aus einem Breccien-artigen Sandstein des oberen Keupers seiner Gegend. Derselbe hatte die Ge-

fälligkeit, mir alle Knochen, welche aus diesem Gebilde herrühren, mitzutheilen. Ich habe sie bereits untersucht und die besten davon, welche in fast vollständigen Gliedmaßenknochen und in Wirbeln bestehen, abgebildet. Dieser Fund ist von großem Interesse. Die Knochen rühren von einem der massigsten Saurier her, welcher infolge der Schwere und Hohlheit seiner Gliedmaßenknochen dem *Iguanodon* und *Megalosaurus* verwandt ist und in die zweite Abteilung meines Systems der Saurier gehören wird. Keiner seiner Verwandten war bisher so tief im Europäischen Kontinent und aus einem so alten Gebilde bekannt. Diese Reste gehören einem neuen Genus an, das ich *Plateosaurus* nenne; die Species ist *P. engelhardti*. Das Ausführliche darüber werde ich später bekannt machen.“

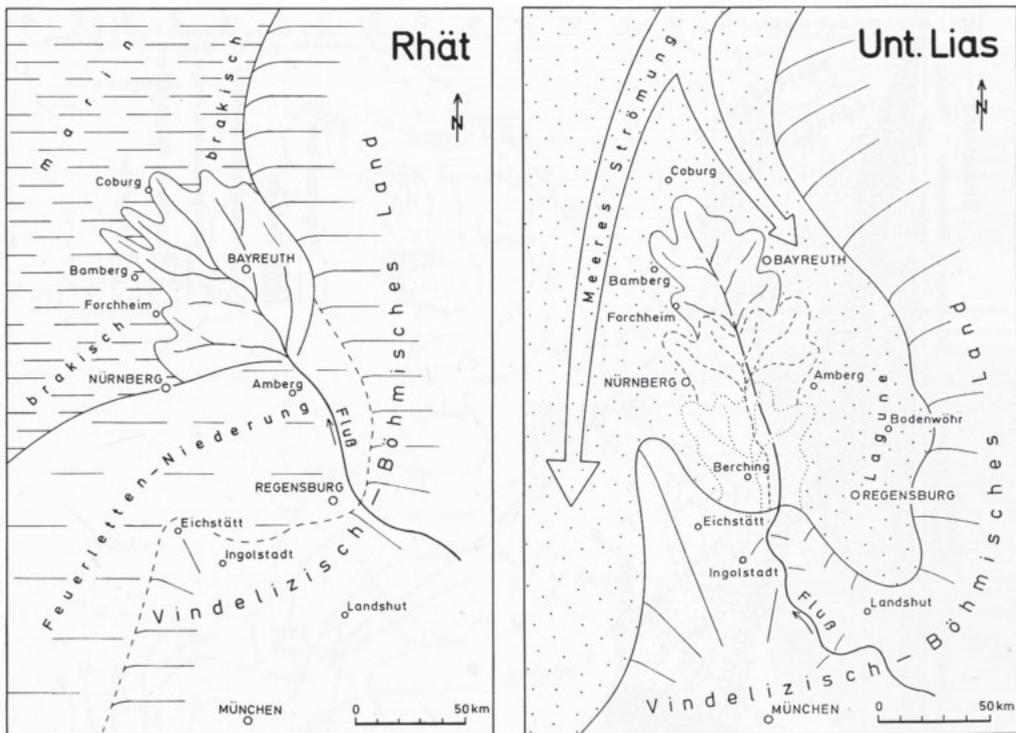


Abb. 17: Der Umbruch des kontinentalen Germanischen Beckens zu einem anhaltend marinen Ablagerungsraum wird östlich Nürnberg dadurch verwischt, dass sich hier die meist grobsandigen Ablagerungen eines von Süden (dem Vindelizischen Land) kommenden Flusses in das Meer vorschieben. Aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1992, bzw. BAY. GEOL. LANDESAMT 1996, Erl. GK von Bayern 1 : 500 000, S. 94).

2.4.4. Der Umbruch zum marinen Ablagerungsraum

Das Ende des Germanischen Beckens fällt noch in die Trias, genauer in den obersten Keuper (Rhät). Der vormals kontinentale Ablagerungsraum wird erneut vom Meer erreicht, doch nun bleibt es nicht nur eine (geologisch) kurze Zeit, sondern ca. 60 Millionen Jahren bis zum Ende



Abb. 18: Pflanzen- und Baumreste belegen die Herkunft der Rhätsandsteine aus dem südlich gelegenen Festland. Die großen (runden!) Löcher im Fels der „Löwen-grube“ südlich Altdorf wurden von Baumstämmen eingenommen. Oft sind an den Wänden dieser röhrenförmigen Hohlräume noch Abdrücke der Rinden zu erkennen. Foto: Autor.



Abb. 19: Noch im Unteren Lias (Lias alpha 3/Arietenschichten) wird schließlich auch das im Rhät angelegte Flussdelta vom Meer überflutet. Die Aufschlusswand zeigt Rhät-Lias-Sandstein, dann eine dunkelgraue Tonsteinlage, darüber die braunen, dünn gebankten Arietenschichten. Letztere sind vorwiegend grobsandig entwickelt und durch ihr sehr eisenreiches, meist karbonatisches Bindemittel relativ abtragungsresistent. Steinbruch östl. Forkendorf (südlich Bayreuth); Foto: Autor.

des Jura. Die Ingression kommt über die schon zuvor wiederholt benutzten Pforten, die sich nun aber zu breiten und anhaltenden Meeresverbindungen entwickeln. Auch in dieser Phase befindet sich die Nürnberger Region wieder in einer interessanten Position: Die Küste des Rhät-Meeress hat sich vom ehemaligen Zentrum des Germanischen Beckens nach S bereits bis

in den Bereich von Nürnberg verlagert. Doch gerade hier schiebt sich vom südlich gelegenen Festland ein mächtiges Mündungsdelta in dieses Meer hinein. Nürnberg liegt gerade an der äußeren westlichen Kante dieses Deltas, nach Westen hätte also das offene Meer gelegen (Abb. 17). Da die Küste im Rhät auf der Höhe von Nürnberg lag, fehlen Sedimentgesteine aus dieser Zeit weiter südlich. Daher liegt dort – wie etwa im Raum Spalt und vor der Südlichen Frankenalb gut beobachtet werden kann – Unterer Lias direkt über dem Feuerletten.

Das Delta hat relativ lange Bestand und lässt sich bis in den Unteren Lias (Lias alpha 1-2) nachweisen. Im unteren Lias ist der Gegensatz zwischen den Sedimentablagerungen des Deltas und des offenen Meeres besonders markant: Aus dem Delta sind grobe, z.T. feinkiesige Sandsteine, mit zahlreichen Holzresten, ja ganzen Baumstämmen überliefert (Abb. 18). In Tonlinsen sind nicht selten gut erhaltene Pflanzenreste gefunden worden. Die Grenze des Deltabereichs zum offenen Meer im Westen wird heute zwischen Nürnberg und Bamberg (zufällig) von der Regnitz markiert.

Im Westen findet man feinkörnige, gut sortierte Sandsteine, die von Meeresströmungen von Norden herantransportiert wurden. Auch wenn diese Schichten unmittelbar westlich Nürnbergs im Verlauf der jüngsten Landschaftsgeschichte schon abgetragen wurden, findet man doch auf vielen Feldern noch immer Reste dieses Sandsteins, oft in dichten Lagen aus Blöcken und Scherben. Möchte man den feinkörnigen marinen Liassandstein anstehend sehen, muss man etwas nach Norden, etwa ab der Höhe Forchheim, aber westlich der Regnitz danach suchen (die Altenburg in Bamberg steht auf diesem marinen Liassandstein). Mit den Arieten-Schichten wird in der nächsten Stufe (Lias alpha 3) schließlich auch dieses Meeres-Delta überflutet (Abb. 19).

2.4.5. Der Jura

Die im Rhät eingeleitete Wende führt zur Geographie der Jurazeit. Das Germanische Becken hatte über 30 Millionen Jahre mit nur relativ geringen Veränderungen existiert. Das ist eine lange Zeit, deren paläogeografische Stabilität vermutlich durch die relativ geringen plattentektonischen Veränderungen möglich war. Nun beginnt aber ein auch für unsere Region folgenschwerer plattentektonischer Umbruch: zwischen Nordamerika und NW-Afrika beginnt die Öffnung des Zentralatlantiks (Abb. 20). Da dies nicht ein nur kurzes Ereignis, sondern ein langer (und bis heute anhaltender) Prozess war bzw. ist, ändert sich die Paläogeografie des Ablagerungsraums ebenfalls durch die ganze Jurazeit hindurch. Zwar waren weite Bereiche Deutschlands und speziell die Nürnberger Region ununterbrochen unter dem Meer gelegen, doch die Geometrie des Meeresraums, die Geografie Mitteleuropas war einer anhaltenden Veränderung unterworfen. Im Mittleren Jura (Dogger) bewegt sich die Rift-Achse des Zentralatlantiks nach NE und erreicht schließlich die Höhe von Spanien. Über ein Bruchsystem kommt es nun zur strukturellen Verbindung des Atlantik-Rifts mit der Tethys-Achse: **damit wird die Europäische Platte von Afrika getrennt.**

Im Verlauf dieses Bruchsystems öffnen sich im Bereich des alpinen Sedimentationsraums kleinere ozeanische Becken. Im Oberjura taucht der vindelizische Rücken schließlich unter das Meer, und der Boden des in unserer Region befindlichen Flachmeers beginnt nach Süden hin zum offenen Meer und den dort gelegenen Tiefseebereichen abzufallen.

Markantes Zeichen dieser anhaltenden Veränderungen ist die weithin bekannte Gliederung des Juras in die anschaulichen Stufen-Begriffe **Schwarzer Jura** (Lias) – **Brauner Jura** (Dogger) – **Weißer Jura** (Malm). Die Verschiebungen des Farbtons der Sedimentgesteine entsprechen der zunehmenden Ausweitung und Öffnung des Meeresraums, bis der süddeutsche Raum schließlich im Weißen Jura in ungehinderter Verbindung mit dem westlichen Ausläufer des Pazifiks – der **Tethys** – stand.

Die Farben der Sedimentgesteine werden durch die Oxidationsstufen des Eisens und dem Gehalt an organischem Material bestimmt. Die überwiegend schwarzen Farben der Lias-Gesteine werden durch den erheblichen Anteil an Eisensulfid (FeS_2) hervorgerufen. Das Eisen, das durch die Flüsse vom Festland ins Meer geriet, ist im Wesentlichen in reduzierter Form als Sulfid eingelagert. Offenbar war am Boden des Liasmeeres zumeist nicht genügend Sauerstoff für eine Oxidation des Eisens zu braunem Goethit vorhanden. Ausdruck dieser sauerstoffarmen Verhältnisse ist auch der hohe Gehalt an organischen Kohlenstoffverbindungen – normalerweise wären diese zu den Endprodukten Wasser und Kohlendioxid oxidiert worden und in dieser Form aus dem Sediment entwichen. In den oberen, sauerstoffreichen Wasserschichten existierte aber dennoch reiches Leben, nur die Verwesung des zu Boden gesunkenen, abgestorbenen Materials war behindert. Die Anreicherung unoxidierten organischen Materials erreicht ihren Höhepunkt in den Posidonienschichten (Abb. 21; OSCHMANN, RÖHL, SCHMIDT-RÖHL & SEILACHER 1999). Die Erhaltung von Fossilmaterial wurde durch solche Umstände begünstigt. Besonders spektakulär sind in dieser Schicht die oft mit Weich-

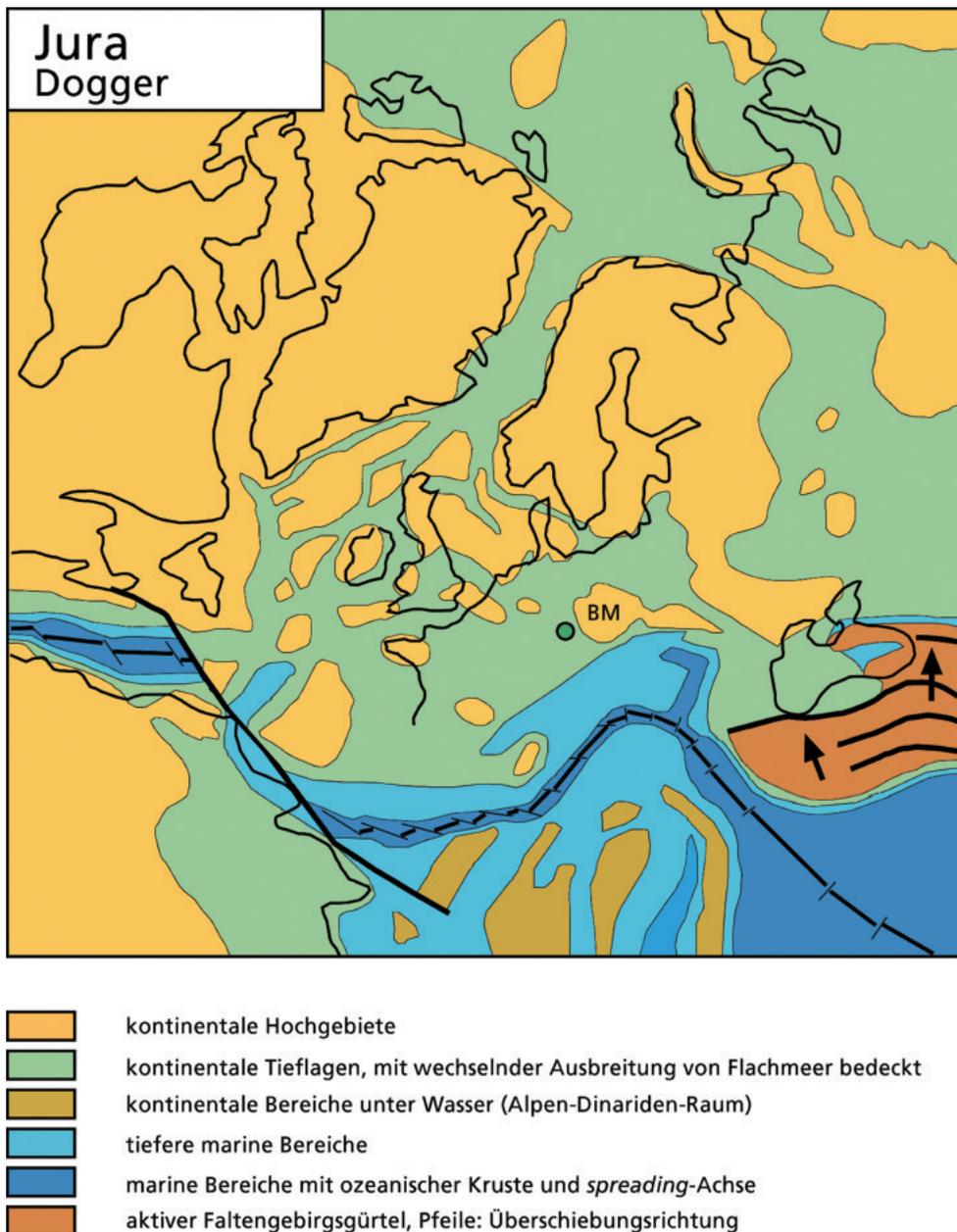


Abb. 20: Paläogeografie Europas zur Zeit des mittleren Doggers (Grafik modifiziert nach ZIEGLER 1990). Zwischen dem mittelatlantischen Rücken und der Rift-Achse der Tethys (im Südosten) hat sich eine Plattengrenze entwickelt, die Nordamerika und Eurasische Platte von Afrika trennt. Diese Plattengrenze wird von großen Transform-Verwerfungen und einer in dieser Fortsetzung aufspringenden Riftachse gebildet. Im Bereich dieser Riftachse entsteht ozeanische Kruste – das Becken wird mit der Bildung der Alpen in Kreide und Alttertiär wieder geschlossen. Die große Verwerfung, die den mittelatlantischen Rücken mit dem alpinen Rift verbindet, bildet aber noch heute die Grenze zwischen Afrika und den nördlichen Platten (sie reicht von den Azoren bis nach Nordafrika in der Höhe von Sizilien). Der grüne Punkt markiert die Lage von Nürnberg am Westrand der stark vom Meer eingeengten Böhmisches Masse (BM).

teilresten erhaltenen Fischsaurier (Ichthyosaurier), die auch wiederholt in der Nürnberger Region gefunden wurden.

Die überwiegend braunen Farben des Doggers sind schließlich Ausdruck verbesserter Sauerstoff-Bedingungen. Das im Wasser oder im Bodenschlamm vorhandene Eisen konnte oxidiert werden. In submarinen Senken wurden um Sandpartikel rindenförmig Eisenlagen abgeschieden (Bildung von so genannten Ooiden). Die Konzentrationen sind stellenweise so hoch, dass

sie in Pegnitz bis in die zweite Hälfte des letzten Jahrhunderts bergbaulich gewonnen wurden. Im Gegensatz zu dem Klima in der Trias ist nun die Eisenmobilisierung auf dem Festland intensiv: vermutlich Folge eines warmen, nun aber feuchteren Klimas.

Die mächtigen hellen Karbonate, die den Weißen Jura prägen, sind schließlich Indiz dafür, dass sich der Ablagerungsraum nun zu einem weiten, offenen Schelf entwickelt hatte (Abb. 22). Die vindelizische Schwelle war unter dem Meer verschwunden, und man hätte von dem ebenfalls unter Wasser gelegenen Nürnberg, ohne von Land-Barrieren behindert zu werden, nach S oder Südosten in die Tethys bzw. den Pazifik segeln können. Dafür steigt im Norden eine Festlandsschwelle aus dem Meer - dieser Landbereich trennt den Norddeutschen Ablagerungsraum vom Süddeutschen. Dort hat der *Archaeopteryx* gelebt, dessen gefiedertes Skelett man in den Solnhofener Kalken mehrfach gefunden hat.

2.4.6. Massenfazies und Dolomitisierung

Aus Nürnberger Perspektive lassen sich die Schichtglieder des Juras nach Osten hin an zahlreichen Aufschlüssen gut verfolgen. Im Weißen Jura ist die Differenzierung in zwei Ablagerungsformen bemerkenswert: der **Schicht-**

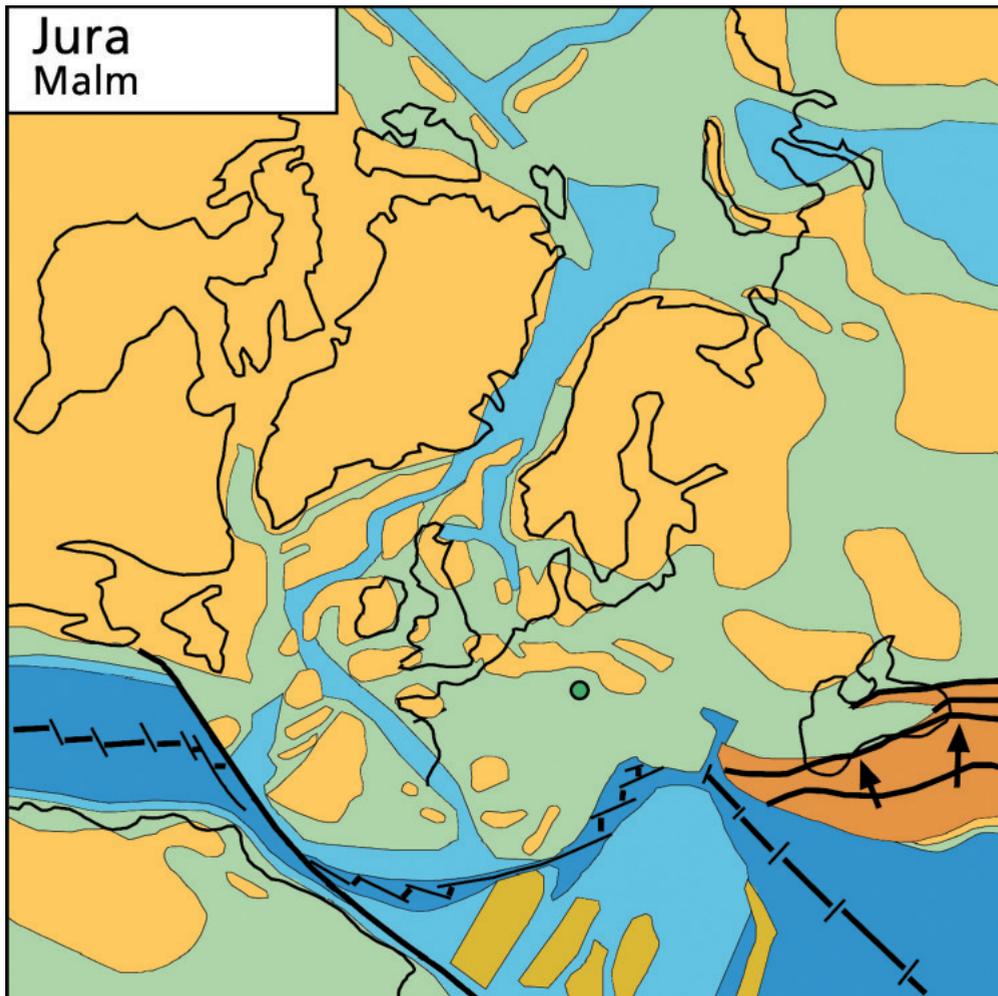


Abb. 21: Die mergeligen Schiefertone der Posidonienschichten sind in unserer Region nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Einen guten Einblick in diese an organischen Verbindungen reichen Gesteine bietet der Hohlweg am nordwestlichen Ortsausgang von Hetzles. Foto: Autor.

fazies und der **Massenfazies**. Die beiden Fazies sind Ausdruck unterschiedlicher Kalkbildung und Kalkbindung.

Die Massenfazies repräsentiert eine Karbonatbildung, die aus der Besiedelung des Meeresbodens durch Schwämme, Algen, Brachiopoden, Muscheln und Seeigel hervorging. Die hohe biologische Produktivität führte hier zu starker Karbonatproduktion, die besonders durch den Zerfall von kalkschaligen Organismen wie durch von Algen verursachte Krustenbildung gestützt wurde. Durch die von den Algen und Bakterien betriebene Karbonatfällung wurde auch die morphologische Erhaltung von Schwämmen möglich, indem deren organisches Gewebe durch Karbonat ersetzt bzw. überkrustet wurde (LANG 1989). Die dazwischen entwickelte Schichtfazies bezog das Karbonat hingegen im Wesentlichen aus den Schalen von Nannoplankton (Größenordnung im 1/100 -1/1000 mm Bereich) und ist, auf eine gleiche Zeiteinheit bezogen, weniger mächtig.

In der Prägnanz, in der unterschiedliche Schichtmächtigkeiten von Massen- und Schichtfazies zum Ausdruck kommen, ist der Müller-Felsen bei Streitberg von überregionaler Bedeutung (Abb. 23; der Müller-Felsen wurde bereits von GÜMBEL 1891, S. 448, abgebildet). Die Mächtigkeitsunterschiede zwischen



- kontinentale Hochgebiete
- kontinentale Tieflagen, mit wechselnder Ausbreitung von Flachmeer bedeckt
- kontinentale Bereiche unter Wasser (Alpen-Dinariden-Raum)
- tiefere marine Bereiche
- marine Bereiche mit ozeanischer Kruste und *spreading*-Achse
- aktiver Faltengebirgsgürtel, Pfeile: Überschiebungsrichtung

Abb. 22: Paläogeografie Europas zur Zeit des Malm (Grafik modifiziert nach ZIEGLER 1990). Aus der Perspektive der Nürnberger Region hat sich die paläogeografische Situation im Malm grundlegend geändert. Lag in der Trias und im Unteren Jura das Festland noch im Süden (Vindelizisches Land), so wäre man nun in dieser Richtung in das offene Meer gelangt. Stattdessen stieg nun im Norden ein Festlandsbereich auf, von wo aus die Meeresküste im Verlauf des Malm immer weiter nach Süden zurückgedrängt wurde. Nürnberg (grüner Punkt) würde daher gegen Ende des Malm wieder auf dem Festland gelegen haben, während die Küste schließlich weit im Süden, nahe an den Tiefseebereichen des Alpenraums zu finden gewesen wäre.

beiden Fazies wurden allerdings bei der Kompaktion der Gesteine verstärkt. Man nimmt an, dass die Schichtfazies, bedingt durch einen ursprünglich hohen Porenwassergehalt des Kalkschlammes, deutlich stärker kompaktiert ist (LANG 1989). Paläogeografische Karten zur Verteilung dieser beiden Fazies im süddeutschen Weißjura sind bei MEYER & SCHMIDT-KALER (1989, 1990) abgebildet (vgl. auch BAYER. GEOL. LANDESAMT 1996, GK 1:500 000, Beilagen).

Zur Massenfazies sind zwei Anmerkungen zu machen:

1. Die Massenfazies ist nicht einheitlich aufgebaut.

2. Die Massenfazies ist insbesondere in Franken vielfach sekundär dolomitisiert.

Zu 1): Die Massenfazies wird gerne vereinfachend als „Schwamm-Riff-Fazies“ bezeichnet. Die oben gegebene Beschreibung bezieht sich auf diese Fazies. Mikrofazielle Untersuchungen haben jedoch in jüngerer Zeit zu einer erheblichen Differenzierung in unterschiedlich aufgebaute „Massenkalk“ geführt (KOCH, SENOWBARI-DARYAN & STRAUSS 1994; KOCH 1997, KOCH 2000, KOCH & SENOWBARI-DARYAN 2000). In der Schwäbischen Alb wie der Südlichen Frankenalb – als exemplarischer Massenkalk wurde hier der Dohlenfels bei Konstein im Wellheimer Trockental herangezogen (KOCH, SENOWBARI-DARYAN & STRAUSS 1994) – sind die Massenkalk des höheren Malm im Kern oft aus Partikelkalken oder **Karbonatsand** aufgebaut („Sand“ ist hier eine Korn-

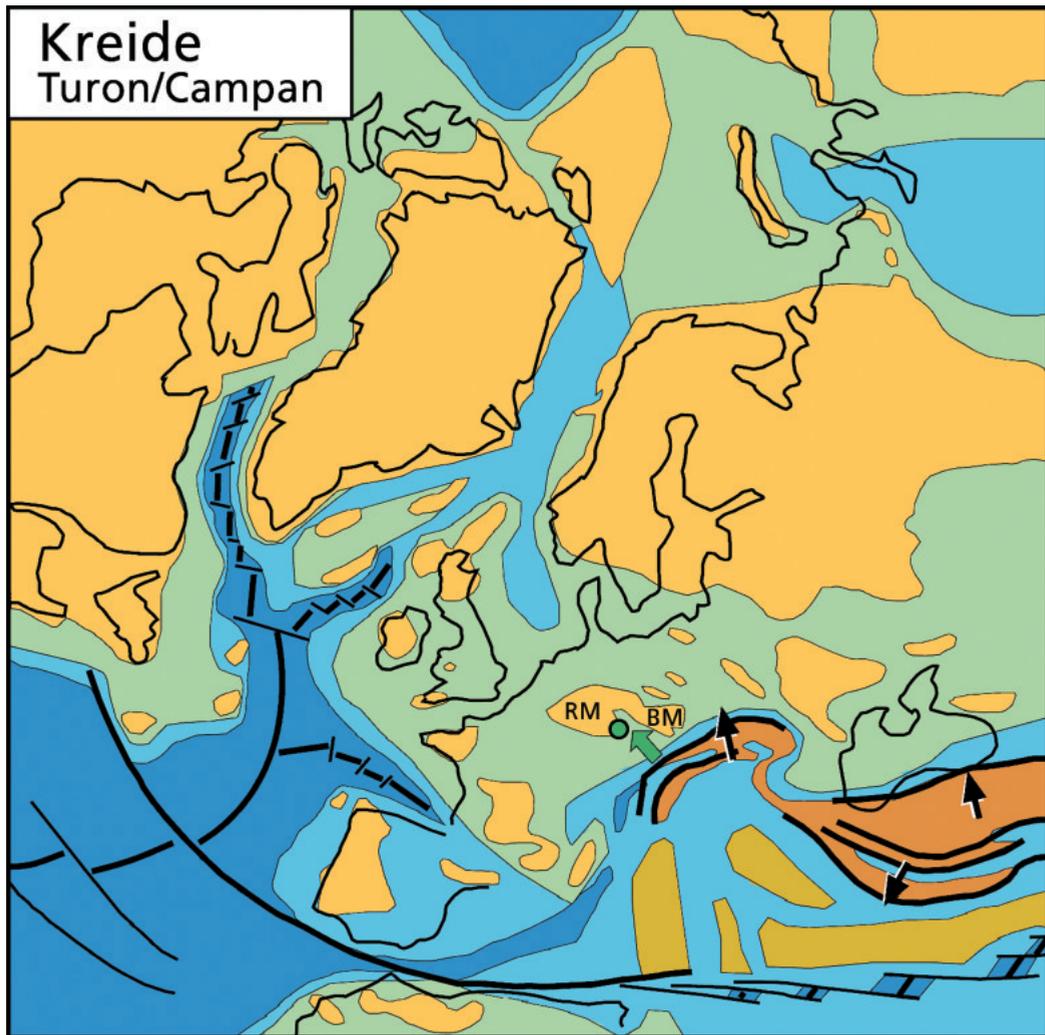


Abb. 23: Der Müllerfelsen im Wiesental östlich Streitberg ist eine klassische Stelle der regionalen Geologie: Hier ist der Übergang der Schichtfazies zur Massenfazies („Schwamm-Algen-Riff“) in lehrbuchhafter Weise zu beobachten. Foto: Autor.

größen-Bezeichnung). Die Partikel selbst bestehen im Wesentlichen aus Fossil- und Gesteinsbruchstücken, die vielfach mit mehrlagigen Rinden umkrustet sind und dann so genannte **Ooide** bilden. Die Schwamm-Riff-Fazies im eigentlichen Sinn ist nur auf kleinere Bereiche beschränkt, wobei Häufungen am Rand der Karbonatsand-Barren beobachtet werden können. Daneben gibt es aber auch



Abb. 24: Der Dolomitfels am „Quackenschloß“ südwestlich Engelhardsberg gibt ein beeindruckendes Beispiel davon, dass auch Brachiopoden wesentlichen Anteil an der Massenfazies des Malm haben können. Die löchrige Felsoberfläche oberhalb des Höhleneingangs ist durch die Herauswitterung tausender Brachiopoden-Steinkerne entstanden. Das Quackenschloß befindet sich allerdings schon im oberen Malm (Malm epsilon), und könnte im Vergleich zum Müllerfelsen in flacherem Wasser entstanden sein. Foto: Autor.



- kontinentale Hochgebiete
- kontinentale Tieflagen, mit wechselnder Ausbreitung von Flachmeer bedeckt
- kontinentale Bereiche unter Wasser (Alpen-Dinariden-Raum)
- tiefere marine Bereiche
- marine Bereiche mit ozeanischer Kruste und *spreading*-Achse
- aktiver Faltegebirgsgürtel, Pfeile: Überschiebungsrichtung

Abb. 25: Paläogeografie Europas zur Zeit der mittleren Oberkreide (Grafik modifiziert nach ZIEGLER 1990). Durch einen Vorstoß aus der Region südlich Regensburg (grüner Pfeil) wird die Nürnberger Region (grüner Punkt) zum bisher letzten Mal vom Meer erreicht.

Massenkalk-Bereiche, die neben Schwämmen und Algenkrusten einen hohen Anteil von Brachiopoden enthalten (Abb. 24).

Diese für den höheren Malm der Schwäbischen Alb und der Südlichen Frankenalb erarbeitete Interpretation konnte auf die Massenkalke der Mittleren und Nördlichen Frankenalb bzw. auf die dort verbreiteten älteren Massenskarbonate des Malm alpha-delta bisher nur eingeschränkt übertragen werden (KOCH, HORNING, PFEIFENBERGER, WAGNER & WEISS. 2003). Diese älteren Malmgesteine sind vermutlich in tieferem Wasser gebildet worden – erst ab dem höheren Malm (Malm epsilon) tritt eine Verflachung ein, in der höherenergetische Milieus (Wasserbewegung) die Bildung der Karbonat-sandbarren förderten.

Zu 2): Insbesondere in der Mittleren und Nördlichen Frankenalb ist die Massenfazies überwiegend dolomitisiert – diese auch als **Frankendolomit** bezeichnete Fazies ist das Resultat diagenetischer Prozesse, also sekundärer Um- und Rekrystallisation. Dabei wurde das ursprüngliche Gefüge des Gesteins inklusive der Fossilien weitgehend unkenntlich, das Gestein zeigt dann ein grobkristallines, oft als „zuckerförmig“ beschriebenes Erscheinungsbild. Die genaueren Bedingungen und der Verlauf dieser Dolomitisierung sind noch nicht zufriedenstellend geklärt. Dazu muss man festhalten, dass die Entstehung von Dolomit eines der größeren Probleme der Gesteinsbildung ist (vgl. etwa HARDIE 1987). Erschwert wird das dadurch, dass Dolomitbildung in der Gegenwart selten und auch da in ihren Bedingungen schwierig zu fassen ist. Zudem scheint Dolomit unter unterschiedlichen Bedingungen bzw. in unterschiedlicher Weise entstehen zu können (auch im Keuper gibt es weitverbreitete Dolomitbänke, deren Entstehung vermutlich auf andere Weise erfolgt ist).

Die **Dolomitisierung** der Massenfazies scheint dadurch möglich gewesen zu sein, dass sie im Vergleich zum feinkörnigen Kalkschlamm der Schichtfazies eine hohe Porosität und Permeabilität aufwies. Diese Umstände sind notwendig, um den Calcitkristallen (CaCO_3) im Kon-

takt mit magnesiumhaltigem Porenwasser die Umkrystallisation zu Dolomit ($\text{MgCa}[\text{CO}_3]_2$) zu ermöglichen. Nach geochemischen und mikrofaziellen Untersuchungen der letzten Jahre deutet sich an, dass die Genese des Dolomits in mehreren Phasen erfolgt sein könnte: ein erster, unter oberflächennahen Bedingungen gebildeter Dolomit (feiner kristallin und kristallografisch wenig stabil) rekrystallisierte nach stärkerer Versenkung des Gesteins zu einem grobkristallinen, kristallografisch stabileren Dolomit (LIEDMANN & KOCH 1990, LIEDMANN 1992 sowie KOCH 1997). Die dolomitisierte Massenfazies wurde abschließend wieder partiell von einer **Dedolomitisierung** erfasst, bei der grobspätige „Braunkalke“ zurückbleiben können (BAUSCH, ECKSTEIN & HOEFS 1986).

3. Landschaftsgeschichte: Formungsgeschichte

Das mitteldeutsche Festland tritt gegen Ende des Jura heraus, die Küste wird von Norden her schließlich über Nürnberg hinweg weit nach Süden in den heutigen Alpenraum geschoben, wo sie dann über lange Zeit mit geringeren Veränderungen bleiben wird. Ende Jura-Anfang Kreide ist eine Zeit globalen Meeresspiegel-tiefstandes. Weite Bereiche des im Oberen Jura noch von Flachmeer eingenommenen Mitteleuropas werden Festland. (ZIEGLER 1990, S. 111, WALTER 2003, S. 192).

Wir haben schon bisher nicht nur die Erd-, sondern auch die Landschaftsgeschichte unserer Region behandelt. Für Trias und Jura ist es möglich, Vorstellungen der paläogeografischen Bedingungen, unter denen die Deckgebirgsschichten der Region zustande gekommen sind, zu entwickeln. Diese Landschaftsgeschichte geht aus der Art und der räumlichen Verteilung der in den Ablagerungsräumen gebildeten Gesteine hervor. Mit dem Rückzug des Meeres am Ende des Jura beginnt jedoch ein Abschnitt der Landschaftsgestaltung, der mehr durch Verwitterung und Abtragung als durch greifbare und vor allem zeitlich präziser einstuftbare Hinter-

lassenschaften charakterisiert ist. Es sind vor allem die durch Verwitterung entstandenen Formen oder weitgehend isolierte Vorkommen von Lockergesteinen, die uns überliefert sind. Diese Zeugnisse sind hinsichtlich Entstehungsart und vor allem hinsichtlich ihres Entstehungsalters leider meist wesentlich unschärfer zu fassen, als man es etwa von den Schichtgesteinen

des Deckgebirges gewohnt ist. In dem langen Zeitraum, in dem unsere Region nach dem Rückzug des Jurameers Festland war, sind solche Überlieferungen zudem recht rar – um so bedeutender sind die wenigen Ablagerungen, die hinsichtlich Alter und Entstehung relativ zuverlässig bestimmt werden können.



Abb. 26/27: Der Meeresvorstoß in der Oberkreide hat auf der Frankenalb markante Spuren hinterlassen. Die durch die Malm-Massenfazies kuppig gestaltete Albhochfläche wurde von den sandigen und tonigen Ablagerungen des Kreidemeers verschüttet. Wo diese flächenhafte Verschüttung noch in hinreichender Mächtigkeit erhalten ist, erscheint die Landschaft – so wie im Veldensteiner Forst – relativ eben (Abb. 26, Ausblick von der Höhe vor der Maximiliansgrotte oberhalb Krottensee nach Nordwesten). Hin zu dem am Albrand ansteigenden Weißjura ist die einstige Kreideüberdeckung nur noch in Senken erhalten; hier prägen die freiliegenden Massenfazies-Kuppen das landschaftliche Bild. (Abb. 27, Standort wie Abb. 26, Blick nach Westen in Richtung Neuhaus/Pegnitz). Fotos: Autor.

3.1. Meeresvorstoß in der Oberkreide

Die Transgression des Meeres kommt am Beginn der Oberkreide von Süden, dringt vom Raum Regensburg nach Nordosten vor, wobei es in den Zeiten seiner maximalen Ausbreitung den Nordrand der Frankenalb im Bereich des heutigen Obermains erreicht haben dürfte (Abb. 25). Die Kreidesedimente umfassen einen Zeitraum vom Cenoman (ca. 100 Ma) bis in das Santon (85 Ma) – also doch einen Abschnitt von insgesamt etwa 15 Mio Jahren. In dieser Zeit dürfte das Meer den Raum östlich Nürnberg aber nur in relativ kurzen Phasen erreicht und in Richtung Norden überschritten haben – diese Vorstöße waren im Turon (ca. 90 Mio) und im Coniac (87 und 88 Ma) (BAYER. GEOL. LANDESAMT 1996, Erläutg. zur GK 1:500 000). Für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte unserer Region sind die kreidezeitlichen Ablagerungen von mehrfacher Bedeutung:

1. Die in dieser Meeresbucht abgelagerten Sedimente haben ein in den Gesteinen des Weißen Jura entwickeltes Karstrelief verschüttet. Wir können somit sagen, wie die Landschaft vor dieser Verschüttung

von Verwitterungs- und Abtragungsprozessen gestaltet worden war. Diese Abtragung hat unterschiedlich tief in die Weißjuragesteine eingegriffen. Von Auerbach nach Süden und Südosten bis Königstein sind Senken mit mächtigen Kreidesedimenten erhalten. Hier hat die präoberkretazische Erosion tiefe **Poljen** geschaffen, deren Basis durch den ganzen Weißjura hindurch und z.T. sogar in den Dogger hinunter reicht (TILLMANN & TREIBS 1967). Die spätere Ausräumung und die Einschneidung der Flüsse hat in diesem Bereich das Niveau der kreidezeitlichen Tal- und Poljenböden nicht erreicht. Auch entlang des Pegnitztales sind im Raum Neuhaus und des Veldensteiner Forstes solche unter die heutige Talsohle gehenden kreidezeitlichen Karstformen nachgewiesen (SPÖCKER 1952).

Andererseits gibt es vor allem hin zum westlichen Rand der Alb weite Bereiche, in denen die Kreide nur als dünner Rest in Senken erhalten ist oder weiträumig vollständig entfernt wurde. Die heutigen Geländeoberflächen bzw. Talböden liegen hier unter dem Niveau der kreidezeitlichen Landschaft. Hier hat spätere Abtragung nicht nur die Kreidereste, sondern auch noch Weißjura entfernt. Die unterschiedliche Erhaltung der Kreidesedimente geht auf spätere Krustenverstellungen zurück: in höher gestellten Bereichen sind die Kreidesedimente schlechter erhalten als in tiefer gelegten, außerdem hängt die Ausräumung von der Lage zum Entwässerungssystem ab. Die unterschiedliche Erhaltung der Kreidebedeckung und ihre Auswirkungen auf das Landschaftsbild können nordöstlich Nürnberg an vielen Stellen beobachtet werden (Abb. 26/27).

Die Sedimente der Kreide liegen auf unterschiedlich alten Juragesteinen. In der nördlichen Frankenalb bedecken sie ältere, also in der Schichtabfolge tiefere Einheiten als in der Südlichen Frankenalb. Da das Land eigentlich von Süden (der Küste) nach Norden ansteigen müsste, ist das nur erklärbar, wenn die Gesteine im Norden stärker als im Süden herausgehoben, bzw. in diesem Sinn verkippt waren. Vermutlich geschah diese Verstellung im Wesent-

lichen schon im Oberen Jura mit der Heraushebung des Mitteldeutschen Festlandes und dem Rückzug des Meeres nach Süden.

2) Die Tiefenrinne, der das nach Norden transgredierende Kreidemeer folgte, lag offenbar im Bereich der Frankenalb. Der Weg des Meeres nach Norden folgt aber den Bahnen, die zuvor in umgekehrter Richtung vom Entwässerungsnetz genommen wurden. Der heute an Nürnberg vorbeilaufende Regnitz-Rezat-Talzug konnte damals noch nicht als Hauptabflussrinne existiert haben. Aber nicht nur das – auch ein Reliefunterschied, wie er heute zwischen Albhochfläche und dem Keupervorland besteht, kann noch nicht existiert haben. Die Landschaft hatte keine Schichtstufen, zumindest keine in der heutigen Dimension – wahrscheinlich war es eine von weiten reliefarmen Bereichen gekennzeichnete **Rumpffläche** (TRUSHEIM 1936).

3.2. Vulkanismus

In der weiteren Umgebung Nürnbergs entstanden im Oligozän und im Miozän einige Vulkane. Mit dem Rauhen Kulm oder dem Parkstein liegen besonders markante Relikte östlich Nürnberg, aber bereits jenseits der Alb. Den nächstgelegenen Rest eines Vulkans findet man allerdings in der Nördlichen Frankenalb bei Oberleinleiter.

Waren die früheren Vorstellungen darüber, wie diese Vulkane funktioniert haben und wie sie gebaut waren, nie so richtig klar, so hat die moderne Vulkanologie hier doch relativ zuverlässige Interpretationsmöglichkeiten eröffnet. Jene Basaltvorkommen, die als „Schlote“ bzw. „Schlotfüllungen“ bezeichnet wurden, repräsentieren in vielen Fällen tief abgetragene Bereiche von Maarkratern (Anmerkung: wir verwenden den Begriff „Basalt“ hier nicht im streng petrografischen Sinn, sondern als Sammelbegriff für dunkle, basische Vulkangesteine). Maare entstehen durch Eruptionen, deren hohe Explosivität dadurch gegeben ist, dass die aufdringende Schmelze mit Grund- oder Kluftwasser in Kontakt kommt. Durch diese Explosionen wird der Maarkeiter heraus-

Aufbau und Entwicklung eines Maar-Kraters

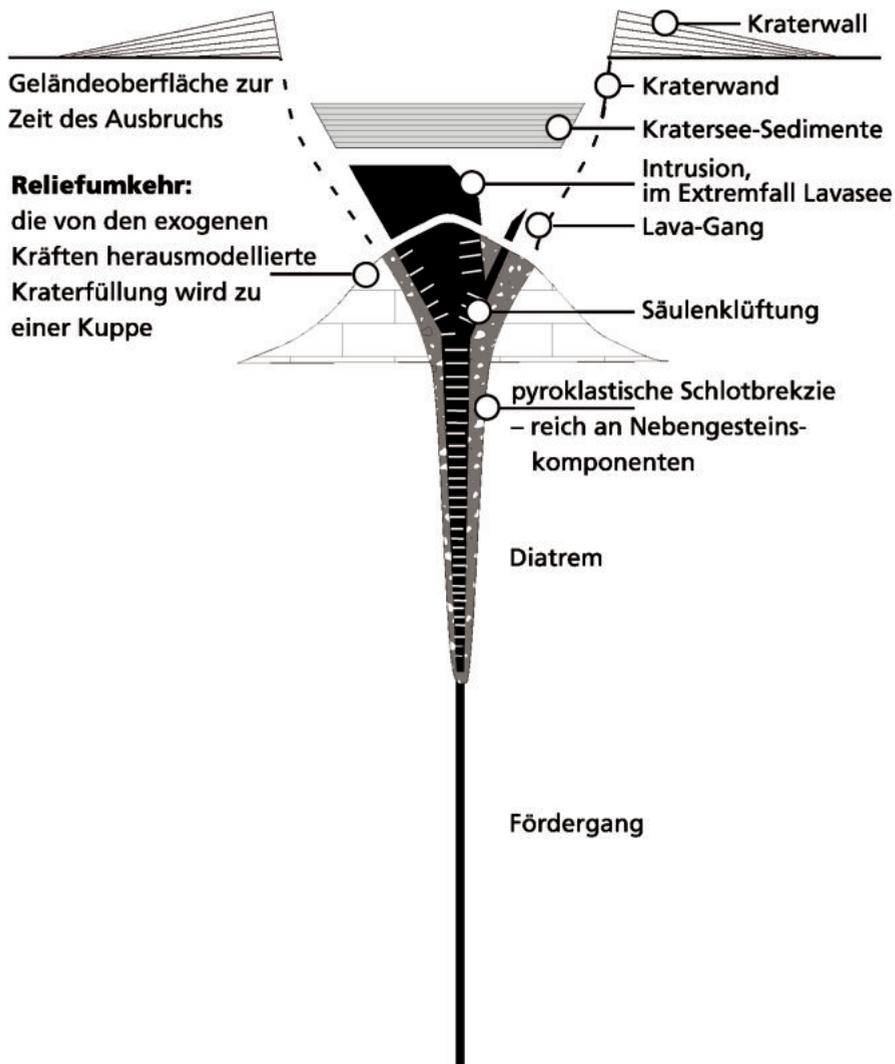


Abb. 28: Der Aufbau eines Maares. Die von vulkanischen Intrusionen durchzogene Kraterfüllung kann bei fortgeschrittener Abtragung aufgrund ihrer Abtragsresistenz in der Landschaft kuppenartig Erhöhungen bilden.

gesprengt, der später, nach Ende der Tätigkeit, von einem See eingenommen wird (Abb. 28). Darunter liegt der tiefere Kraterbereich, der hunderte von Metern, bei großen Maaren auch mehr als 1000 m unter die umgebende Geländeoberfläche reicht. Der Krater ist – abgesehen von vulkanischen Partikeln – mit Bruchstücken erfüllt, die bei den Explosionen aus dem Nebengestein herausgesprengt wurden und in den Krater zurückfielen. Während der Tätigkeit, vor allem aber gegen Ende hin, nimmt die Wahrscheinlichkeit



Abb. 29: Am Parkstein ist der Kontakt zwischen einer vulkanischen Intrusion und der brekziösen Kraterfüllung eines ehemaligen Maares mustergültig erschlossen. Die Säulenklüftung der Intrusion (rechts) geht von der Grenzfläche zur kalten, brekziösen Kraterfüllung (links) aus. Foto: Autor.

zu, dass das für die Explosionen notwendige Wasser nicht mehr ausreichend aus dem Nebengestein nachfließt. Nun häufen sich intrusive Ereignisse: Lava dringt in Form von Gängen oder unregelmäßigen Stöcken in den Krater ein, wobei die brekziöse Füllung zur Seite oder auch nach oben verdrängt wird (Abb. 28, 29). Über die genaueren Umstände bei der Bildung von Maaren siehe LORENZ (1973, 1986), LORENZ & ZIMANOWSKI (2000), BÜCHEL & LORENZ 1993 und in allgemeinerer Weise SCHMINCKE (2000). Die Platznahme der Schmelze in einem zuvor durch Aussprengung geschaffenen Krater löst auch das Raumproblem: wie sonst soll in Festgesteinen für einen vielleicht 100 m Durchmesser aufweisenden Magmenkörper der Platz geschaffen werden? Gestützt wird dieses Modell im Allgemeinen dadurch, dass am Rand dieser Intrusionen Reste des mit Sprengschutt aufgefüllten Kraters erhalten sind. An vielen entsprechenden Vorkommen im Grabfeld und in den Haßbergen (Zeilberg, Bramberg, Gleichberge, Straufhain u.a.) sind in diesem brekziösen Sprengschutt auch Komponenten von Schichten gefunden worden, die heute an der Oberfläche gar nicht mehr vorkommen, aber eben zur Zeit des Ausbruchs an der Oberfläche anstanden und in den Krater gefallen sind (SCHRÖDER 1993, SCHRÖDER & PETEREK 2002).

Gemessen an modernen Maaren, dürften die heute von der Abtragung herauspräparierten Basaltkörper mindestens 100 m, oft jedoch deutlich tiefer unter der einstigen Landoberfläche liegen. Schließlich sind an keinem Vorkommen unserer Region am Dach der Basalte noch Reste eines Kratersees erhalten. Das Maar-Modell hat für die landschaftsgeschichtliche Interpretation der Vulkanvorkommen vor allem die Konsequenz, dass (1) anhand der im Krater gefundenen Nebengesteinskomponenten empirisch zuverlässig nachgewiesen werden kann, welche Schichten zur Zeit der Tätigkeit an der Geländeoberfläche anstanden. Zugleich kann man damit (2) die Abtragung und Ausräumung der Landschaft, wie sie seit jener Zeit erfolgt sein muss, zumindest größenordnungsmäßig einschätzen. Im Bruchschollenland östlich der Alb belegen Parkstein und Rauher Kulm, dass es seit ihrer Entstehung zur völligen Reliefumkehr kam: die einstigen Kraterfüllungen sind heute markante, weithin isolierte Berggipfel. Für den Vulkan von Oberleinleiter (radiometrische Datierung 30 Ma), POHL & SOFFEL in MEYER (1979) bedeutet dies, dass in diesem Bereich der Alb auch postvulkanisch noch mindestens 100-200 m an Gestein entfernt worden sein müssen (dabei ist allerdings nicht klar fassbar, wie groß

daran der Anteil lockerer Sedimente aus der Kreidezeit war).

3.3. Der Riesimpact und die verschüttete Tal-landschaft

Der Riesimpact – nach neuesten Datierungen vor 14,3 Ma (BUCHNER et al. 2003) – hat sicher auch unsere Region betroffen. Die Gesteinsmassen, die beim Einschlag des Riesmeteoriten aus dem Krater gesprengt wurden, haben die umgebende Landschaft verschüttet, und die Wirkungen dieser Verschüttung haben sich sicher bis in die Nürnberger Region hinaus bemerkbar gemacht. Dies war um so mehr der Fall, als es deutliche Hinweise dafür gibt, dass zu jener Zeit das Obermain-Regnitz-System schon existierte, sein Lauf allerdings nach Süden hin zum Molassebecken gerichtet war.

In jüngerer Zeit sind in der Umgebung des Rieskraters wichtige, weiterführende Entdeckungen gemacht worden, die in ihrer landschaftsgeschichtlichen Bedeutung auch für den Nürnberger Raum interessant sind. Bei der geologischen Kartierung ist man am östlichen Riesrand auf eine von Riesauswurfmassen verschüttete präriesische Erosionsrinne gestoßen (SCHMIDT-KALER 1976). Mit geophysikalischen Methoden war es möglich, diese Rinne nach Süden bis in den Raum Donauwörth zu verfolgen (BADER & SCHMIDT-KALER 1977, 1990; BADER & FISCHER 1987). Diese Erosionsrinne liegt im Bereich der Wasserscheide zwischen Rezat und Altmühl bei Treuchtlingen bei ca. 380 m, also noch ca. 35 m unter dem heutigen Talboden, und fällt von dort nach Süden hin ab. Das Landschaftsbild aus der Zeit unmittelbar vor dem Rieseinschlag wird demnach im Bereich der Südlichen Frankenalb von einem steilwandigen, tief eingeschnitten Flusstal geprägt. Anhand von unter den Riestrümmern erhalten gebliebenen Schottern war es außerdem möglich, in der Einschneidungsphase eine zwischenzeitliche Aufschotterung noch weit über dem späteren Talgrund nachzuweisen (SCHMIDT-KALER 1994). Diese Schotter führen außerdem Lydit-Gerölle, die nur aus dem Frankenwald stammen können. Damit lässt sich

das Tal am Riesrand mit Oberläufen verbinden, die mit dem Grundgebirge nördlich des heutigen Obermain in Verbindung standen. Dieser nach Süden entwässernde Urmain ist entlang einer damals sicher schon existierenden Regnitztalrinne an Nürnberg vorbeigeflossen.

Die unmittelbar durch den Rieseinschlag erfolgte Verschüttung der riesnahen Tallandschaft hatte aber notwendig einen sekundären Verschüttungseffekt zur Folge: Durch die Blockierung des südwärts gerichteten Abflusses muss sich in der nördlich anschließenden Tallandschaft ein natürlicher Stausee gebildet haben. Das angelieferte Sediment wurde nicht mehr abgeführt, sondern schüttete die Tallandschaft auf. Die flachgründige Stausee- oder Flussverschüttungs-Landschaft wurde so weit aufgeschüttet, dass nach etwa 1-3 Millionen Jahren am nördlichen Riesrand das Niveau der Frankenalbhochfläche (mindestens 120 m über der Talbasis der präriesischen Erosionsrinne) erreicht wurde (zugleich wurde auch der Rieskratersee bis oben hin aufgefüllt)! Dies ist anhand von stellenweise noch erhaltenen Ablagerungen dieses ehemaligen „Rezat-Altalmühl-Stausees“ (BIRZER 1969, BERGER 1973) rekonstruierbar. Wie weit dieser Aufstau zurück nach Norden gewirkt hat, ist allerdings nicht genau bekannt – der Raum um Nürnberg wurde aber, wie entsprechende Sedimente bis in die Umgebung von Roth belegen, erreicht (BERGER 1973). Süßwasserkalke aus dem Schwabachtal östlich Erlangen könnten ein Hinweis sein, dass dieser Rückstau auch dort noch zu stehendem Gewässer führte (siehe Abschnitt 3.5).

3.4. Lydite - Leitgerölle zur Rekonstruktion der Flussgeschichte

Die spektakuläre Vorstellung, die Entwässerung wäre im Gegensatz zu heute nach Süden gerichtet gewesen, hat schon früh in der Forschungsgeschichte der Region Fuß gefasst (KRUMBECK 1927a, RÜCKERT 1933). Ein in dieser Hinsicht wichtiger Umstand war, dass etwa ab Erlangen bis hinunter nach Treuchtlingen entlang des Regnitz-Rezat-Talzuges – auf über dem heutigen Talgrund gelegenen Flächen –

auffällige schwarze Gerölle gefunden wurden, die ihre Herkunft nur im südlichen Frankenwald haben konnten. Diese **Lydite** genannten Gesteine sind die wichtigsten Leitgerölle zur Rekonstruktion der fränkischen Flussgeschichte (Abb. 30).

Lydite sind – in einer beschreibenden Terminologie formuliert – eigentlich verkieselte Tonsteine (daher die auch mitunter ebenfalls gebräuchliche Bezeichnung „Kiesel-schiefer“). Die Verkieselung kommt wahrscheinlich von den in diesem Tonstein noch reichlich nachweisbaren, aus Opal gebauten Radiolarien-Skeletten. Durch diese Verkieselung ist der Tonstein mechanisch sehr robust geworden, und so hat er besser als andere Gesteine aus dem Frankenwald die Umlagerung überstanden. Am auffälligsten sind die dicht, aber regellos von weißen Quarzadern durchzogenen Lydite aus dem Silur des Frankenwaldes. Es gibt auch Lydite, die eine Feinschichtung zeigen; diese stammen aus devonischen oder unterkarbonischen Gesteinen, wobei hier neben dunklen auch grünliche, rötliche und gelbliche Formen auftreten.

Die markanten, flächenhaften Vorkommen südlich Nürnberg um Greuth, oder westlich der Rezat auf den Hochflächen südlich Büchenbach haben mit ihrer Lyditführung die Vorstellung einer einstigen Südentwässerung angeregt – sie sind allerdings viel jünger als der Riesimpact. Die vom Einschlag verschüttete Tallandschaft gibt aber Zeugnis davon, dass eine solche Südentwässerung auch schon vor dem Einschlag stattfand. Nachdem – wie oben dargestellt – eine Südentwässerung aus guten Gründen schon in der Unterkreide angenommen werden kann, haben wir nun, mehr als 50 Millionen Jahre später, zur Zeit des Riesimpacts im Obermiozän, erneut greifbare Belege für eine Südentwässerung. **Die Haupt-Entwässerungs-**

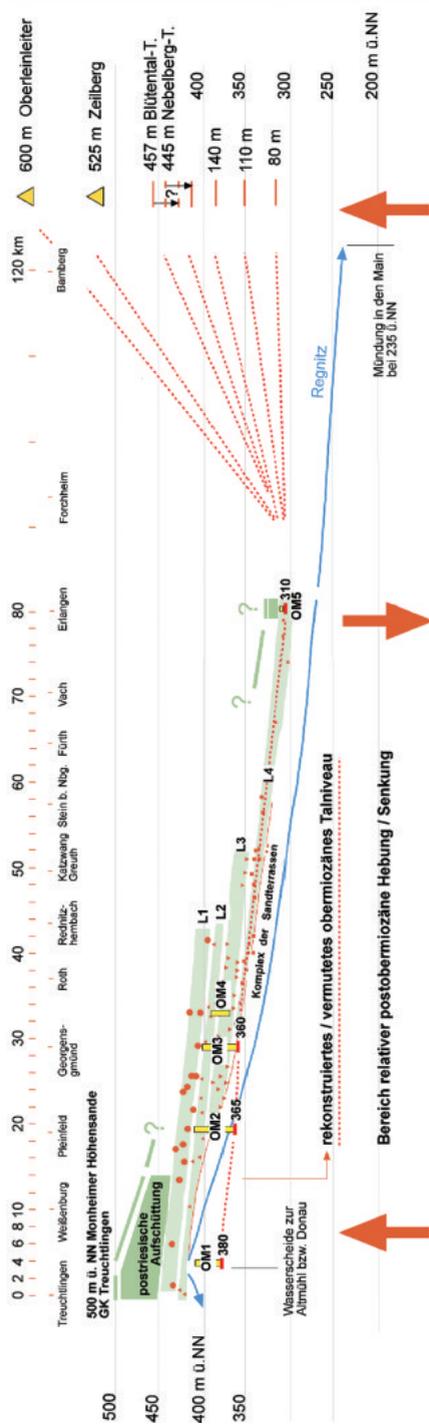


Abb. 30: Die dicht mit weißen Quarzadern durchzogenen schwarzen Lydite sind markante Leitgerölle der fränkischen Flussgeschichte. Ihre Herkunft aus dem Frankenwald (und dort insbesondere vom NW-Rahmen der Münchberger Gneismasse) belegen anschaulich die frühere Südentwässerung des Obermain-Regnitz-Rezat-Systems. Foto: Autor.

linie hatte sich inzwischen aber in den heutigen Bereich des Regnitz-Rezat-Talgrundes verlagert. Das von den Riestrümmern verschüttete Urmaintal südlich Treuchtlingen kann bis in den Raum Nürnberg-Erlangen zu einem Talsystem verbunden werden (Abb. 31). Diese Rekonstruktion kann man u.a. auf die Sedimentvorkommen stützen, die infolge des Aufstaus der Südentwässerung mindestens bis in den Raum Nürnberg oder gar Erlangen entlang des heutigen Talsystems entstanden und heute noch an vielen Punkten erhalten sind.

3.5. Die obermiozäne Landschaft um Nürnberg

Die Landschaftverschüttung durch den Riesimpact hat in der unmittelbaren Umgebung des Kraters weitreichende Einblicke in die Landschaftsgeschichte ermöglicht. Es wäre natürlich schön, wenn man auch in unserer Region einen Einblick in die landschaftliche Situation vor 14-15 Millionen Jahren gewinnen könnte. Dies ist in gewissem Umfang mit Hilfe der in dem vom Rieseinschlag blockierten Talsystem gebildeten Sedimente möglich. Neben Sand und Ton sind stellenweise Süßwasserkalke entstanden, die weit weniger erosionsanfällig sind als die zuvor genannten Lockersedimente.



Kompilation zur Fluß- und Landschaftsgeschichte entlang des Regnitzsystems

Die Darstellung des Rezat-Regnitzaltzuges zwischen Treuchtlingen und Erlangen mit den als L1-L4 bezeichneten Lydtschottergruppen wurde von TILLMANN (1977) übernommen (L1 = Pleinfelder Schottergruppe, L2 = Obere Büchenbacher SG, L3 = Untere Büchenbacher SG, L4 = Greuther SG). Die kleinen roten Kreise, Dreiecke und Quadrate bezeichnen die von TILLMANN konkret erfaßten Schottervorkommen.

Lage und Mächtigkeiten der obermiozänen Seessedimente:
 OM1 (SCHMIDT-KALER 1976, Erläut. GK25 Treuchtlingen; Bohrung U3 Graben/Karlsgraben; OM 2 - OM4 BERGER 1973; OM2 = Bohrung Pleinfeld; OM3 = Bohrung Hauslach; OM 4 - Rittersbach, OM5 nach KRUMBECK 1927 sowie HAARLANDER 1966, Erläut. GK Erlangen-Süd. Der rote Balken an der Basis der Mächtigkeit und Position des Obermiozäns darstellenden Säulen markiert die festgestellte Grenze dieser Sedimente zum Liegenden. Die posttressische Aufschüttung bei OM5 nach HOFBAUER 2003, wobei aber fraglich ist, ob die dort noch nachweisbare Verschüttung des obermiozänen Tals tatsächlich schon im Obermiozän stattgefunden oder erst später erfolgt ist. Die Mindesthöhe der posttressischen Aufschüttung vor der Südlichen Frankenalb nach SCHMIDT-KALER, Erläut. GK25 Treuchtlingen.

Der Anstieg des obermiozänen Talniveaus nach Norden ergibt sich aus den Rekonstruktionen der Landoberfläche zur Zeit der Entstehung des Vulkans am Zeilberg bei Maroldsweisach und anderer Vorkommen bis in Grabfeld und Rhön (SCHRÖDER & PETEREK 2002). Die am Zeilberg ca. 40 km nördlich Bamberg rekonstruierte synvulkanische Landoberfläche (Alter 16 Ma) läge heute bei 620 m; sie wurde – dem Gedanken einer nach S gerichteten Abdachung mit einem durchschnittlichen Gefälle folgend – für einen bei Bamberg gelegenen Talboden auf 525 m ü. NN herunterkalkuliert. Für den deutlich älteren Basalt von Oberfeinleiter (30 Ma nach POHL & SOFFEL 1977, in MEYER 1979, Erläut. GK Buttenheim), 40 km NE Erlangen oberhalb des Leinleertals, kann eine

synvulkanische Landoberfläche von mindestens 600 m angenommen werden. Die Erniedrigung dieses Niveaus kann aber schon präntessisch eingesetzt haben, was auch für den Zeilberg nicht auszuschließen ist, aber aufgrund der allgemeinen Entwicklung dieser Region (im Zuge der post-vulkanischen Hebung der Rhön) wenig wahrscheinlich ist (SCHRÖDER & PETEREK 2002).

Die Daten zu den Terrassen am Obermain unmittelbar nördlich Bamberg stammen aus KOSCHEL, Erläut. GK Bamberg-Nord, sowie KÖRBER 1962. Das dort von KÖRBER angenommene, jedoch von KOSCHEL bezweifelte "Sassendorfer Niveau" von 140 m ü. NN wurde durch eigenen Begehungen erhärtet. Lydführende Schotter liegen westlich des Mairdurchbruchs bei Neuses am Sand im Niveau von 104 m ü. T. (SCHWARZMEIER 1983, Erläut. GK25 Volkach, sowie bei Kitzingen 140 m ü. Tal (PREUDENBERGER, 2000, Erläut. GK Kitzingen). Die Umlenkung des Mains könnten daher nicht erst, wie noch von KÖRBER 1962 angenommen, im Bereich der Bamberger 80 m-Terrasse, sondern möglicherweise schon im Bereich der 110 m- oder gar 140 m-Terrasse stattgefunden haben. Das obermiozäne Talniveau sollte nach der von diesen Autoren angenommenen Landschaftsentwicklung über dem als Pliozän eingeschätzten 140 m-Niveau gelegen haben.

Weiter werden die Höhenprofile der von SCHIRMER 1985 beschriebenen Moenodanubus-Terrassen (Blütenial- und Nebelberg-Terrasse) bei Drosendorf (oberes Aufseßtal) verzeichnet. Diese Terrassen liegen von Erlangen aus ca. 60 km regnitzaufwärts, würden sich jedoch auf ca. 43 km Abstand reduzieren, wenn das heute von der Aufseß benutzte Knie bei Doos zu jener Zeit geradlinig überbrückt worden wäre. Setzt man die längere Laufstrecke voraus, müßte man diese Höhenprofile zur Wahrung eines modelbezogenen durchschnittlichen Gefälles um ca. 20-30 m tiefer ansetzen. Abgesehen von den Unsicherheiten über den Verlauf des Tales ist auch das Alter dieser lydführenden Terrassen noch unbestimmt.

Hofbauer 1/2004

Abb. 31: Kompilation verschiedener landschaftsgeschichtlicher Daten entlang der Regnitz-Rezat-Achse zwischen Treuchtlingen und Bamberg. Die lydführenden Terrassen wie das rekonstruierte obermiozäne Talniveau sind heute nach Norden geneigt und weisen so auf eine spätere Krustenverstellung, in deren Folge die Region Nürnberg-Erlangen in eine relative Muldenlage geraten ist.

Um Treuchtlingen bis hinauf in die Region Roth sind diese Kalke häufig. Nach einer Fundlücke sind erst wieder nördlich Nürnbergs, genauer am nördlichen Fuß der Kalchreuther Höhe, nochmals obermiozäne Süßwasserkalke gefunden worden (KRUMBECK 1927b). Diese Kalke finden sich entlang des Tals der Schwabach, die hier aus dem Bereich des Hetzleser Berges kommend, weiter westlich bei Erlangen in die Regnitz mündet. Hier lässt sich das obermiozäne Talniveau wieder fassen – und es liegt hier bei 345 m ü. NN, also 40 m über dem heutigen Talgrund! Dieses kleine, aber so bedeutende Vorkommen ermöglicht uns die Einsicht, dass das Entwässerungssystem bei Nürnberg zur Zeit des Rieseneinschlags bereits bis 40 m über dem heutigen Talniveau eingeschnitten gewesen sein muss.

KRUMBECK (1927b) war sich damals der landschaftsgeschichtlichen Bedeutung der Kalchreuther Vorkommen bewusst und hat die geologischen Umstände wie ihr Alter sorgfältig zu bestimmen versucht. Die mit den Fossilien (Süßwassergastropoden) mögliche Einstufung ist aber relativ unscharf und umfasst einen weiteren Zeitraum des Obermiozäns. Im Prinzip könnten die Kalke älter, aber auch jünger als der Riesimpact sein. Durch die Zuordnung der Ablagerung zu einem Nebenfluss des südorientierten Regnitzsystems ergeben sich allerdings Einschränkungen, die eine enge zeitliche Nähe zum Rieseneinschlag notwendig erscheinen lassen: in der Zeit unmittelbar vor dem Rieseneinschlag war die Eintiefung des Flusssystemes besonders intensiv gewesen, und danach erfolgte die Verschüttung des blockierten Flusssystemes bis weit nördlich des Rieskraters. Eine erneute Freiräumung dürfte erst wieder wesentlich später im Pliozän erfolgt sein. Die tiefe Lage des Kalchreuther Vorkommens – wobei die Kalke ja sogar noch eine Mindesteintiefung neben einem möglicherweise sogar noch etwas tiefer gelegenen obermiozänen Talgrund markieren – spricht für eine Entstehung im nahen zeitlichen Umfeld dieses flussgeschichtlichen Wendepunktes.

Lesesteine der vom KRUMBECK entdeckten

Kalchreuther Süßwasserkalke sind heute noch zu finden (HOFBAUER 2003). Von dem Standpunkt unterhalb der Kalchreuther Höhe lassen sich außerdem Vorstellungen zum landschaftsgeschichtlichen Werdegang entwickeln. Die Tallandschaft selbst zeigt sich gegenüber den Verhältnissen im Obermiozän nur gering verändert: Die jüngere Eintiefung geht nur ca. 40 m unter das von den Süßwasserkalken markierte obermiozäne (Mindest)-Talbodenniveau. Zugleich gibt es Hinweise, dass die Landschaft zu jener Zeit ein stärkeres Relief hatte. In der Umgebung der Kalchreuther Höhe wie auch des Rathsberges nördlich der Schwabach findet man zahlreiche Schutt- wie Schottervorkommen, in denen Doggersandstein-Scherben die bei weitem dominierende Komponente sind (HOFBAUER 2003, dort weitere Literaturhinweise). Die entsprechenden Schichtgesteine sind aber heute weder auf der Kalchreuther Höhe noch auf dem Rathsberg zu finden, doch müssen sie zur Zeit der Bildung dieser Schuttvorkommen – die wahrscheinlich sogar bedeutend jünger als Obermiozän sind – dort noch existiert haben. Man kann also den obermiozänen Rathsberg und auch die Kalchreuther Höhe mindestens bis hinauf in die (heute abgetragenen) Doggersandstein-Schichten extrapolieren, deren Basis 50-70 m über den heutigen Höhen gelegen haben muss (HOFBAUER 2003).

Die Landschaft des Obermiozäns entlang des Rezat-Regnitz-Systems hatte demnach ein stärkeres Relief als heute. Die Rekonstruktion einer bis mindestens in den Doggersandstein hinaufreichenden Kalchreuther Höhe wird auch durch die Beobachtungen von RÜCKERT (1933) gestützt, der nördlich Spalt in obermiozänen Süßwasserkalken Gerölle der inzwischen dort abgetragenen Weißjura-Kalke fand (vgl. ebenfalls Berger, Erl. GK 1 : 25 000 Spalt).

Schuttvorkommen – zu denen heute überhaupt kein unmittelbares Liefergebiet existiert, weil das Schichtgestein schon völlig der Abtragung zum Opfer gefallen ist, hat KRUMBECK (1931) **Restschutt** genannt (eine genauere Diskussion in HOFBAUER 2003). Während Weißjura-Komponenten – sofern sie nicht erneut in eine

kalkige Umgebung eingebettet wurden – relativ rasch (in der Größenordnung von hunderttausenden Jahren) durch chemische Lösung verschwinden, sind die eisenreichen Komponenten des Doggersandsteins chemisch wie mechanisch sehr robust und daher im Restschutt relativ stark angereichert. Die vielen Vorkommen von Restschutt zeigen die Bedeutung von Hangrutsch- und Hanggleitprozessen für die Erniedrigung wie Ausräumung unserer Landschaft. Zugleich wird dadurch belegt, dass viele dieser Gleitschuttvorkommen frühere Talränder erreichten, aber von den Flüssen nicht vollständig abtransportiert werden konnten.

3.6. Spätere Verstellungen der Erdkruste

Die Erhaltung von obermiozänen Sedimenten bis in den Raum Kalchreuth ermöglicht zumindest in groben Zügen die Rekonstruktion der damaligen Tallandschaft. Dabei ergibt sich jedoch zwischen Treuchtlingen und Erlangen ein nach Norden geneigtes Gefälle. Dieser Widerspruch zu der nachgewiesenen Südentwässerung lässt sich nur dadurch ausräumen, dass man eine spätere Verstellung annimmt. Die für eine Diskussion dieser landschaftsgeschichtlichen Entwicklung relevanten Daten sind in Abb. 31 zusammengestellt. Die Verbindung der Süßwasserkalke von Kalchreuth mit denen im Rezat-Alt Mühl-See wurde bisher zwar gelegentlich erwähnt (etwa SCHRÖDER 1968, aber nicht bei BERGER 1973), aber in der Diskussion um Krustenverstellungen nicht verwendet – zu diesem Zweck wurde für die Grafik die Höhenlage der Kalchreuther Kalke als Mindesteintiefung des obermiozänen Talniveaus genommen und dieser Wert (345 m ü. NN) über ein durchschnittliches Talbodengefälle ins Regnitztal projiziert (dort bei ca. 310 m ü. NN). Krustenverstellungen in dieser Größenordnung sind keinesfalls ungewöhnlich: 1 mm/Jahr würde in 100 000 Jahren schon zu 100 m geführt haben – dies wäre allerdings schon eine relativ kräftige Rate für solche Bewegungen. Aber auch für Bewegungen in der Größenordnung 0,1 mm/Jahr würde bei weitem genügend Zeit zur Verfügung gestanden haben. Die Rhön, heute ein

Mittelgebirge mit Hochflächen um die 1000 m ü. NN war – wie unter den Lavalagen erhaltene Sedimente anzeigen – mindestens bis ins mittlere Miozän noch ein von Braunkohlesümpfen eingenommenes Tiefland (SCHRÖDER & PETEREK 2002). Dagegen wären die in unserem Raum anzunehmenden Verstellungen deutlich geringer. Das heute von Treuchtlingen nach Erlangen absteigende obermiozäne Talniveau kann aber schon *a priori* nicht unendlich weiter absteigen, sondern muss von einem Wendepunkt an wieder nach Norden, hin zum Vorland der Rhön, des Thüringer Waldes und dem Frankenwald ansteigen.

Dieser Wendepunkt ist noch nicht bestimmt, und möglicherweise wird er auch nicht scharf zu fassen sein. Zeugnisse, die wie die Süßwasserkalke des durch Riestrümmernmassen aufgestauten Rezat-Alt Mühl-Sees hinsichtlich ihres erdgeschichtlichen Alters und ihrer Lage im Gelände so präzise zu bestimmen sind, hat man nämlich nördlich Erlangen nicht mehr gefunden – und solche Funde sind auch kaum zu erwarten. Vorerst kann man nur mehr oder weniger hypothetische Überlegungen anstellen, in welchem Niveau die obermiozänen Talandschaften nördlich Erlangen gelegen haben könnten. Dabei ist sogar der Verlauf des obermiozänen Talsystems nördlich Erlangen unklar. Die lyditführenden Zuflüsse aus dem Frankenwald dürften vermutlich über die Hochfläche der Nördlichen Frankenalb gekommen sein. Es gibt aber wenig Möglichkeiten, das Alter der Lyditvorkommen entlang des oberen Aufseßtales hinreichend genau einzustufen (Diskussion in SCHIRMER 1985, 1991). Würde man die dort in Niveaus um 450 m ü. NN liegenden Aufschüttungen mit dem Obermiozän-Niveau von Erlangen verbinden, ergäbe sich ein steiler Anstieg dieses Talniveaus nach Nordosten (Abb. 31).

Ein Zufluss durch das heutige Tal zwischen Forchheim und Bamberg dürfte ebenfalls existiert haben, möglicherweise mit einem nicht in den Frankenwald hochreichenden Einzugsgebiet, sondern mehr dem von Itz und Baunach entsprechend. Eine weitere Möglichkeit zur

Kalkulation in dieser Richtung könnte sich an den Ausgangsniveaus orientieren, von denen aus die junge Einschnidung des zum Rhein umgelenkten Obermains ausging. Es gibt nämlich keine Hinweise darauf, dass diese Eintiefungsgeschichte im Raum unmittelbar nördlich Bamberg von einer tief verschütteten, möglicherweise schon im Obermiozän angelegten Tallandschaft ausging. Die fluviatile Entwicklung wird vielmehr anhand zahlreicher gut dokumentierter Terrassenniveaus als ein Prozess zunehmender Eintiefung angesehen, die von Hochflächen ausgeht, die ihrerseits bereits pliozäne oder altpleistozäne Tallandschaften repräsentieren (KÖRBER 1962, KOSCHEL 1970). Ein obermiozänes Talniveau sollte demnach schon unmittelbar nördlich Bamberg höher als diese pliozänen Tallandschaften gelegen haben. Nach KÖRBER soll die 80 m-Terrasse bereits dem bei Bamberg nach Westen umgelenkten Obermain entsprechen. In jüngerer Zeit hat man jedoch unterhalb des Durchflusses zwischen Bamberg und Haßfurt Lydit führende Ablagerungen des Mains in Niveaus 104 m ü. NN (SCHWARZMEIER 1983) und sogar 140 m ü. NN (FREUDENBERGER 2000) gefunden – es ist daher zu vermuten, dass von den nördlich Bamberg erhaltenen Terrassen-Resten auch die höheren Niveaus ebenfalls schon dem zum Rhein laufenden Obermain entsprechen, womit diese hochgelegenen Reste zeitlich wie morphogenetisch in diesen jüngsten Abschnitt der fränkischen Flussgeschichte einzuordnen wären. Gleich, ob man das Obermiozän-Niveau von Erlangen mit der 80 m, 110 m oder 140 m-Niveau nördlich Bamberg verbindet, ergäbe sich in dieser Richtung in jedem Fall ein mehr oder weniger deutlicher Anstieg (Abb. 31).

Eine dritte Möglichkeit besteht darin, anhand der in den fossilen Maarkratern der Haßberge gefundenen Komponenten heute abgetragener Deckgebirgsschichten die Landoberfläche zur Zeit des Vulkanismus zu rekonstruieren. Nach neuen radiometrischen Datierungen (nach HAUTMANN et al. in SCHRÖDER & PETEREK 2002) hat der Zeilberg-Vulkan bei Maroldsweisach wie der bei der gleichnamigen Ortschaft gele-

gene Bramberg ein Alter von 16 Ma. Diese Vulkane wären damit etwas älter als der Riesimpact und die von ihm verschüttete Tallandschaft. Bezieht man das Erlanger Obermiozän-Niveau – ein durchschnittliches fluviatile N-S-Gefälle angenommen – auf das Oberflächenniveau nördlich Bamberg zur Zeit des Vulkanismus (vgl. die Kalkulationen der Landoberfläche in SCHRÖDER & PETEREK 2002, Abb. 8), dann ergäbe sich ebenfalls ein sehr kräftiger Anstieg in dieser Richtung. Diese Überlegungen leiden aber an Unsicherheiten, nicht nur wegen der unscharfen Alterskorrelation, sondern auch wegen der Unsicherheit darüber, inwieweit die synvulkanische Landoberfläche tatsächlich eine reliefarme Rumpffläche war. Auch wenn die Autoren von nur geringen Reliefunterschieden ausgehen, sprechen die Ergebnisse aus unserem Raum für die Zeit vor 14–15 Ma doch eher für ein kräftiges Schichtstufenrelief – es ist aber nicht völlig auszuschließen, dass zu jener Zeit auch zwei Relieftypen nebeneinander bestehen konnten (SCHRÖDER 1996, S. 60).

Ungeachtet der in all diesen Kalkulationen liegenden Unsicherheiten kann doch kein Zweifel an der prinzipiellen Situation des Nürnberger Raumes bestehen. Er ist durch postriesische Verstellungen zwischen den Hebungsbereichen der Südlichen Frankenalb einerseits, sowie des Vorlandes der Rhön, des Thüringer Waldes und des Frankenwaldes andererseits in eine relative Muldenposition gelangt. Der Wendepunkt der von Treuchtlingen bis Erlangen fallenden obermiozänen Tallinie kann nach den hier vorgenommenen Überlegungen nicht sehr weit nördlich Erlangen liegen – ein Aufstieg zur 80 m-Terrasse unmittelbar N Bamberg dürfte eine plausible Mindestannahme sein, höhere Niveaus der obermiozänen Talniveaus sind wahrscheinlich.

3.7. Problem der Laufumkehr und der Zeit der Krustenverstellung

Die soeben diskutierte Verstellung des obermiozänen Talverlaufs ist zeitlich bisher nicht näher bestimmt. Der früheste Zeitraum nach dem Riesimpact könnte die Zeit des jüngsten

Obermiozäns bis Ältestpliozän (ca. 10-5 Ma) gewesen sein. In dieser vorerst nicht präziser strukturierbaren Phase führen kompressive Bewegungen im Alpenraum zur Deformation und Heraushebung des Schweizer Faltenjuras. Im Bereich der Schwäbischen und Südlichen Fränkischen Alb äußern sich diese Bewegungen durch das Ende der Sedimentation der Oberen Süßwassermolasse.

Die Frage hinsichtlich einer Krustenverstellung stellt sich aber nicht nur wegen des gegensätzlichen Einfallens des obermiozänen Talniveaus. Auch die entlang Regnitz, Rednitz und Schwäbischer Rezat erhaltenen Lydit führenden Terrassen sind nach Norden geneigt. Aufgrund der Lydite sind diese – gleich auf mehreren Niveaus über dem heutigen Talboden liegenden Schotter - von den meisten Bearbeitern als Zeugnisse der Südentwässerung interpretiert worden. Zuletzt hat TILLMANN (1977, 1980), von dessen Darstellung (1977, Beilage 6) die Terrassen-Niveaus L1-L4 in Abb. 31 übernommen wurden, unter Rückgriff auf zusätzliche petrografische Argumente (Schwermineralanalysen) diese Meinung vertreten. Sollte das zutreffen, dann muss eine bedeutendere Verstellung noch nach der Ablagerung dieser Lyditschotter erfolgt sein. Die Verstellung der obermiozänen Tallinie könnte somit auch erst relativ jung zusammen mit der Verkipfung der Lyditterrassen erfolgt sein.

Es ist allerdings auch denkbar, dass ein Teil der Lyditrelikte, insbesondere im Bereich der jüngeren, tieferen Terrassen (Greuther Terrasse, Untere Büchenbacher Terrasse) Reste einer Rückverschleppung nach Norden repräsentieren (HOFBAUER 2003). Die Kartierung landschaftsgeschichtlich relevanter Formen und Ablagerungen ist bei weitem noch nicht so fortgeschritten, dass man von zukünftigen Untersuchungen nicht eine bedeutende Verbesserung der empirischen Basis erwarten könnte. Auf eine präzisere Modellierung der Flussumkehr bzw. der zeitlichen Einstufung der Krustenverstellung kann deshalb gehofft werden.

Trotz dieser ungelösten Fragen ist die Laufumkehr ein Thema, das wegen seiner landschafts-

geschichtlichen Bedeutung, wie der anschaulichen Verbreitung der aus dem Frankenwald herantransportierten Lydite, in der regionalen Erdgeschichte von großer Bedeutung ist. Neben den Lyditen gibt es noch weitere Phänomene, die das Thema Flussumkehr untermalen. Das Umbiegen der Mündungsabschnitte von Pegnitz, der Aurach östlich Frauenaarach, der Schwabach bei Erlangen ist hier zu nennen (BIRZER 1957, 1963; SPÖCKER 1964, 1973). Des Weiteren scheint nicht nur die Regnitz, sondern auch mindestens ein Nebenfluss eine Laufumkehr erlebt zu haben – das obere Tal der Schwarzach nördlich Neumarkt war vermutlich einst der Oberlauf der noch heute zur Altmühl entwässernden Sulz (SCHMIDT-KALER 1974). Darüber hinaus bietet sich in diesem Zusammenhang die Möglichkeit, sich mit Fragen der fluviatilen Dynamik sowie der oft martialisch als „Kampf um die Wasserscheide“ bezeichneten Konkurrenz fluviatiler Systeme auch in allgemeiner Weise zu befassen und so über den regionalen Bereich hinaus wichtige funktionale Prinzipien der Geologie kennen zu lernen.

3.8. Schichtstufenland

Die Flussgeschichte ist nur ein Aspekt der Landschaftsgeschichte. Die Entwässerung bestimmt die Erosionsbasis, zu der hin die Abtragung der Landschaft, die Abspülung der Hänge, das Abgleiten von Hangschutt gerichtet ist. Die Landschaft, in der die Region Nürnberg liegt, ist Teil des Fränkischen Schichtstufenlandes, das selbst wiederum Teil der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft ist. Geografie-Lehrbücher an Schulen und Universitäten präsentieren diese Landschaft nicht selten als die „exemplarische Schichtstufenlandschaft“. Das Interesse an diesem Landschaftstyp liegt darin begründet, dass es sich um den Idealtyp einer strukturgesteuerten Landschaft handeln soll: Der Wechsel unterschiedlich abtragungs-resistenter Gesteinsschichten führt zur Ausgestaltung einer regelmäßigen Schichtstufenlandschaft. Eine weitere dafür notwendige strukturelle Bedingung ist eine leichte Neigung der Schichten – sehr gering bis nicht geneigte

Schichten würden hingegen zur Ausbildung einer Schichttafellandschaft, stärker geneigte zu einer Schichtkammlandschaft führen (vgl. etwa AHNERT 2003).

Die Genese der Schichtstufenlandschaft war lange Zeit Gegenstand z.T. harter Kontroversen (Zusammenfassung in HOFBAUER 2001). Die Entwicklung der landschaftsgeschichtlichen Forschung hat jedoch die Bedeutung der strukturellen Anlage im Wesentlichen bestätigt. Allerdings lässt sich die Entstehung dieser Landschaft nicht ohne weiteres als ein einheitlicher Prozess schematisieren. Einzelne Regionen haben in ihrer zeitlichen Entwicklung unterschiedliche Wege genommen, die Ausgestaltung wird stark von der Lage zum Entwässerungsnetz modifiziert bzw. von der Entwicklung des Abflusssystems gesteuert. Allgemeine Gestaltungsprinzipien sind deshalb deutlich zu trennen von der jeweils regionalen spezifischen historischen Entwicklung. Wie oben skizziert, hat in unserer Region spätestens mit der präriesisch-obermiozänen Eintiefung des nach Süden entwässernden Regnitzsystems eine reliefintensive Schichtstufenlandschaft existiert.

Die Aufgabe für die Region bestünde darin, die allgemeinen Gestaltungsprinzipien der Schichtstufenlandschaft an regionalen Landschaftssituationen zu veranschaulichen, und so eine dynamische Sicht auf die nur auf den ersten Blick statische Landschaft zu gewinnen. Nur ein Beispiel: Im Fränkischen Schichtstufenland gibt es eine Reihe idealtypischer und landschaftlich sehr markanter Zeugenberge, vom Staffelberg im Norden über das „Walberla“ bei Forchheim, über den Moritzberg bis zum Hesselberg vor der Südlichen Frankenalb. Es gibt allgemeine strukturelle Bedingungen, die die Entstehung eines Zeugenberges fördern (vor allem tektonische Tieflage in Mulden oder Gräben), aber es gibt Schichtstufenbereiche, an denen trotz ungünstiger Randbedingungen (tektonische Hochlage) Zeugenberge isoliert wurden. Warum ist ein Berg ein Berg, warum ein Zeugenberg ein Zeugenberg? Fundamentale Fragen – die auch für den Fachgeologen oft alles andere als trivial sind. Wo kann man bei

uns gegenwärtig die Entstehung eines Zeugenberges verfolgen? Welche Prozesse gestalten in welchem Ausmaß unsere Landschaft und welches sind Stellen, an denen das bei uns beobachtet werden kann?

Bevor die Pädagogen der Region – sei es an Schule oder Universität, sei es in den Museen – nicht in der Lage sind, solche für das geologische Verständnis fundamentalen Aspekte wirksam zu vermitteln, wird die Geologie nur schwer aus der mit den Etiketten „exotisch“, „altertümlich“, „unanschaulich“ versehenen Schublade herauskommen.

4. Ausblick

Der hier gegebene Abriss der geologischen Entwicklung unserer Region zeigt, dass auch das „Normale“ in der Erdgeschichte faszinierende und anschauungsreiche Themen liefern kann. Zugleich wurde aber auch deutlich, dass es neben vielen unproblematischen Aspekten durchaus einige ungelöste oder zumindest nicht zufriedenstellend geklärte Fragen gibt. Gerade in der jüngsten Erdgeschichte lässt sich die Entwicklung unserer Region nicht mit der wünschenswerten Genauigkeit rekonstruieren. Dies ist insofern eine Herausforderung, als gerade die ehemalige Südentwässerung anhand der prägnanten Lydite besonders anschaulich aufzuzeigen ist, die genaueren Umstände und Zeitlichkeit der Laufumkehr aber noch sehr im Dunklen liegen. Aber vielleicht wecken ungelöste oder nicht vollständig gelöste Fragen durch die damit verbundenen Herausforderungen mehr Interesse, als es eine geheimnislose, bis ins Detail durchstrukturierte erdgeschichtliche Erzählung vermag. Wie auch immer – es hat sich viel getan in der Erdgeschichte unserer Region, und es ist in jedem Fall ein spannendes Thema

Literatur

AHNERT, F. (2003): Einführung in die Geomorphologie. - Stuttgart: Eugen Ulmer (3. aktual. u. ergänzte Aufl., 235 Abb., 26 Tab.).

- ALBERTI, F. v. (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und einer Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation - Stuttgart und Tübingen: J. G. Cotta [Repr. hg. von der Friedrich von Alberti-Stiftung der Hohenloher Muschelkalkwerke Ingelfingen, mit einem biographischen Essay v. WOLFGANG HANSCH, Ingelfingen 1988].
- BADER, K. (2001): Der Grundgebirgsrücken in Mittelfranken (südlich Nürnberg) nach refraktionsseismischen Messungen. - Geol. Jb. E 58, 7-33.
- BADER, K. & FISCHER, K. (1987): Das präriesische Relief in den Malmkalken im südöstlichen Riesvorland (Ries-Trümmermassengebiet). - Geol. Bl. NO-Bayern 37, 123-142.
- BADER, K. & SCHMIDT-KALER, H. (1977): Der Verlauf einer präriesischen Erosionsrinne im östlichen Riesvorland zwischen Treuchtlingen und Donauwörth. - *Geologica Bavarica* 75, 401-410.
- BADER, K. & SCHMIDT-KALER, H. (1990): Talaustrahlung vor und nach dem Impakt im Trümmermassengebiet des östlichen Riesvorlandes. - *Mitt. Geogr. Ges. München* 75, 31-36.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1996): Geologische Karte von Bayern 1 : 500 000; mit Erläuterungsband (4. neubearbeitete Aufl.). - München: Bayerisches Geologisches Landesamt.
- BACHMANN, G.H.; BEUTLER, G.; HAGDORN, H. & HAUSCHKE, N. (1999): Stratigraphie der Germanischen Trias. - In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V., Trias, eine ganz andere Welt, München (Pfeil-Verlag), S. 81-104.
- BAUSCH, W.; ECKSTEIN, G.-O.; HOEFS, J. (1986): Zur Genese der „Braunkalke“ des fränkischen Malms. - *Geologica Bavarica* 89, 189-207.
- BAUER, W. (2000): Revision der Tiefbohrung Windsheim 1 anhand geophysikalischer Bohrlochmessungen - Buntsandstein und Zechstein. - Geol. Bl. NO-Bayern 50, 41-56.
- BERGER, K. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6831 Spalt. - München (Bayer. Geol. Landesamt).
- BERGER, K. (1973): Obermiozäne Sedimente mit Süßwasserkalken im Rezat-Rednitz-Gebiet von Pleinfeld-Spalt und Georgensgmünd/Mfr. - *Geologica Bavarica* 67, 238-248
- BERGER, K. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte Nürnberg - Fürth - Erlangen und Umgebung 1 : 50000. - München: Bayer. Geol. Landesamt.
- BEUTLER, G.; HAUSCHKE, N.; NITSCH, E. (1999): Faziesentwicklung des Keupers im Germanischen Becken. - In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V., Trias, eine ganz andere Welt, München: Pfeil, S. 129-174.
- BEUTLER, G. & SZULC, J. (1999): Die paläogeographische Entwicklung des Germanischen Beckens in der Trias und die Verbindung zur Tethys. - In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V., Trias, eine ganz andere Welt, München: Pfeil, S. 71-80.
- BIRZER, F. (1936): Eine Tiefbohrung durch das mesozoische Deckgebirge in Fürth in Bayern. - *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 1936 (Abt. B), 425-433.
- BIRZER, F. (1957): Begrabene Talstücke der Pegnitz im Stadtgebiet von Nürnberg und Fürth. - Geol. Bl. NO-Bayern 7, 98-115.
- BIRZER, F. (1963): Die Verlagerung des Schwabachtales in Erlangen. - Geol. Bl. NO-Bayern 13, 17-22.
- BIRZER, F. (1969): Molasse und Riesschutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. - Geol. Bl. NO-Bayern 19, 1-28.
- BOPP, M. & SIMON, M. (2001): Reflexionsseismische Erkundung des Rotliegendetrogs von Abenberg. - Geol. Jb. E 58, 61-76.
- BRAM, K. & BADER, K. (2001): Der mittelfränkische Gebirgsrücken - Die geophysikalischen Ergebnisse im Vergleich. - Geol. Jb. E 58, 101-113.
- BUCHNER, E.; SEYFRIED, H.; BOGAARD, P. v. D. (2003): ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of the glass particles in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). - Geol. Rundsch. 92, 1-6.
- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1993): Syn- und postoruptive mechanism of the Alaskan Ukinrek Maars in 1977. - In: Negendank, J.F.W. & Zolitschka, B. (Hrsg.): Paleolimnology of European maars. Lecture notes Earth Sci. 49, 15-60; Berlin, etc.: Springer.
- BUNESS, H.-A. & BRAM, K. (2001): Die Muschelkalkoberfläche und die permische Peniplain in Mittelfranken abgeleitet aus seismischen Messungen. - Geol. Jb. E 58, 35-59.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.
- FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Hrsg.) (2000): Orogenic Processes: Quantification and Modelling of the Variscan belt. - Geol. Soc. London. Spec. Publ. 199.
- FREUDENBERGER, W. (2000): Geologische Karte 1 : 25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6226 Kitzingen. - München: Bayer. Geol. Landesamt.
- GEBAUER, D., WILLIAMS, J. S., COMPTON, W. & GRÜNENFELDER M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaen based on conventional ion micro-probe dating of up to 3,84 b.y. old detrital zircons. - *Tectonophysics* 157, 81-96.
- GUDDEN, H. (1993): Die Forschungsbohrung Abenberg 1001 (1988) - Konzeption, Zielsetzung und Durchführung. - *Geologica Bavarica* 97, 5-10.
- GÜMBEL, C. W. (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstossenden fränkischen Keupergebiete. - Kassel: Theodor Fischer.
- HARDIE, L. A. (1987): Dolomitization: A critical view of some current views. - *J. Sed. Petrol.* 57, 166-183.
- HAUNSCHILD, H. (1990): Die Thermal- und Mineralwasser-Versuchsbohrung Gunzenhausen/Mittelfranken (mit einem Beitrag über den Granitporphyr von Wilhelm Bauberger). - Geol. Bl. NO-Bayern 40, 73-104.
- HAUNSCHILD, H. (1994): Neue Daten zum Schilfsandstein-

- Vorkommen in und um Lichtenau bei Ansbach (Mittlerer Keuper, Trias). - Geol. Bl. NO-Bayern 44, 133-172.
- HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.) (1999): Trias, eine ganz andere Welt: Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. - München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil.
- HOFBAUER, G. (2001): Die Diskussion um die Entstehung der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft: Eine historisch-methodologische Skizze mit einem Modell zur fluviatil gesteuerten Schichtstufen-Morphogenese. - Natur und Mensch, Jahresmitteilungen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V., Jubiläumsausgabe 200 Jahre NHG, 85-108.
- HOFBAUER, G. (2003): Schichtstufenlandentwicklung und Flußumkehr an Regnitz und Aisch (Exkursion H am 25. April 2003). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 85, 241-293.
- HÜTTEROTH, W. (1974): Naturräumliche Gliederung des Regnitzgebietes. In: Bayer. Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen (Hg.): Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Regnitz, Bd. I, München 1974, S. 115-118 sowie Tafel 4.
- KLARE, B. & SCHRÖDER, B. (1986): Der Untergrund von Nürnberg und der NW-Sporn des Nürnberg-Landshuter Hochs. - Geologica Bavarica 89, 117-127.
- KOCH, R. (1997): Daten zur Fazies und Diagenese von Massenkalken und ihre Extrapolation nach Süden bis unter die Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Bl. NO-Bayern 47, 117-150.
- KOCH, R. (2000): Die neue Interpretation der Massenkalk des Süddeutschen Malm und ihr Einfluß auf die Qualität von Kalksteinen für technische Anwendungen. - Archaeopteryx 18, 43-65.
- KOCH, R. & SENOWBARI-DARYAN, B. (2000): Die fazielle Entwicklung im Steinbruch Blaubeuren/Altental („Milchreibershalde“; Mittlere Schwäbische Alb, Blautal). Karbonatsandfazies des Malm epsilon und Riff-Rutschblöcke des Malm zeta 2. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 82, 439-467.
- KOCH, R.; HORNUNG, T.; PFEIFENBERGER, S.; WAGNER, K.; WEISS, C. (2003): Becken-Hang-Plattform-Übergänge im Kimmeridge 1-3 der Nördlichen Frankenalb (Exkursion F am 24. April 2003). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 85, 169-201.
- KOCH, R.; SENOWBARI-DARYAN, B.; STRAUSS, H. (1994): The late Jurassic „Massenkalk Fazies“ of Southern Germany: calcareous sand piles rather than organic reefs. - Facies 31, 179-208.
- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintales. - Würzburger Geogr. Arb. 10, 170 S.
- KOSCHEL, R. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 6031 Bamberg Nord. - München: Bayerisches Geologisches Landesamt.
- KRUMBECK, L. (1927a): Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayerischen Deckgebirges: Ein Beitrag zur älteren Flussgeschichte Nordbayerns. - Geol. Paläont. Abh., N.F. 15, 181-318.
- KRUMBECK, L. (1927b): Über weitere neue Obermiocän-Vorkommen in Nordbayern. - Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Abt. B, 1927, 508-525.
- KRUMBECK, L. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Erlangen-Nord, Nr. 161. - München: Bayerisches Oberbergamt.
- LANG, B. (1989): Die Schwamm-Biohermfazies der Nördlichen Frankenalb (Ursprung; Oxford, Malm): Mikrofazies, Palökologie, Paläontologie). - Facies 20, 199-274.
- LIEDMANN, W. & KOCH, R. (1990): Diagenesis and fluid inclusions of Upper Jurassic Sponge-Algal Reefs in SW Germany. - Facies 23, 241-268, taf. 30-36, 5 Abb.
- LIEDMANN, W. (1992): Diagenetische Entwicklung Süddeutscher Malmkarbonate (unter Berücksichtigung lumineszenzpetrographischer, fluid inclusion und geochemischer Untersuchungsmethoden). - Heidelberg: unveröffentl. Diss. Univ. Heidelberg.
- LORENZ, V. (1973): On the formation of maars. - Bull. volcanol. 37, 183-204.
- LORENZ, V. (1986): On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. - Bull. volcanol. 48, 265-274.
- LORENZ, V. & ZIMANOWSKI, B. (2000): Vulkanologie der Maare der Westeifel / Volcanology of the Westeifel maars. - In: NEUFFER, F. O. & LUTZ, H. (Hrsg.), Exkursionsführer Internationale Maar-Tagung Daun/Vulkaneifel, August 17-27, 2000 (Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, Beiheft 24), 5-51; Mainz.
- MEYER, H. v. (1837): Mitteilung an Prof. BRONN: Plateosaurus engelhardti. - N. Jb. Mineral., Geol., Paläont. [von 1837], 316.
- MEYER, R. K. F. (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6132 Buttenheim. - München: Bayer. Geolog. Landesamt.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm). - Geol. Jb. A 115, 3-77.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1990): Paläogeographie und Schwammriff-Entwicklung des süddeutschen Malm - ein Überblick. - Facies 23, 175-184.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1992): Wanderungen in die Erdgeschichte (5); Durch die Fränkische Schweiz. - München: Pfeil.
- MOSER, M. (2003): *Plateosaurus engelhardti* MEYER, 1837 (Dinosauria: Sauropodomorpha) aus dem Feuerletten (Mittelkeuper, Trias) von Bayern. - Zitteliana B 24, 3-186.
- OSCHMANN, W.; RÖHL, J.; SCHMIDT-RÖHL, A.; SEILACHER, A. (1999): Der Posidonienschiefer (Toarcium, Unterer Jura) von Dotternhausen (Exkursion M am 10. April 1999). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 81, 231-255.
- PROBST, E. & WINDOLF, R. (1993): Dinosaurier in Deutschland. - München: Bertelsmann.
- RÜCKERT, L. (1933): Zur Flußgeschichte und Morphologie

- des Rednitzgebietes. - Heimatkundliche Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Erlangen 7, 86 S.
- SCHIRMER, W. (1985): Malm und postjurassische Landschafts- und Flußgeschichte auf der Obermain- und Wiesentalb (Exkursion F am 13. April 1985). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 67, 91-106.
- SCHIRMER, W. (1991): Die tertiäre Flintzterrasse auf der Nördlichen Frankenalb. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 82, 231-243.
- SCHMIDT-KALER, H. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6634 Altdorf. - München: Bayer. Geolog. Landesamt.
- SCHMIDT-KALER, H. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7031 Treuchtlingen. - München: Bayer. Geolog. Landesamt.
- SCHMIDT-KALER, H. (1994): Der präriesische Urmain und seine Ablagerungen. - Geol. Bl. NO-Bayern 44, 225-240.
- SCHMINCKE, H.-U. (2000): Vulkanismus. - Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgemeinschaft.
- SCHRÖDER, B. (1968): Zur Morphogenese im Ostteil der Süddeutschen Großscholle. - Geol. Rundsch. 58, 10-38.
- SCHRÖDER, B. (1971): Daten und Probleme der Flußgeschichte und Morphogenese in Ostfranken. - Mitt. Fränk. Geograph. Ges. 18, 163-181.
- SCHRÖDER, B. (1993): Morphotektonik am Nordrand der Süddeutschen Scholle - Rhön/Grabfeld als Beispielsgebiet. - N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläontol., Abh. 189, 289-300.
- SCHRÖDER, B. (1996): Zur känozoischen Morphotektonik des Stufenlandes auf der Süddeutschen Großscholle. - Z. geol. Wiss. 24, 55-64.
- SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2002): Känozoische Morphotektonik und Abtragung zwischen Hochrhön und Heldburger Gangschar. - Z. geol. Wiss. 30, 263-276.
- SCHUH, H. (1985): Der Zechstein in der Forschungsbohrung Obernsees. - Geologica Bavarica 88, 57-68.
- SCHWARZMEIER, J. (1983): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6127 Volkach. - München: Bayer. Geol. Landesamt.
- SPÖCKER, R. G. (1952): Zur Landschaftsentwicklung im Karst des oberen und mittleren Pegnitz-Gebietes. - Forsch. deutsch. Landeskunde 58, 53 S., 12 Abb., 9 Taf.
- SPÖCKER, R. G. (1964): Die geologischen und hydrologischen Verhältnisse im Untergrund von Nürnberg. - Abh. Nat. Hist. Ges. Nürnberg 33, 136 S., 32 Abb., 3 Karten.
- SPÖCKER, R. G. (1973): Geologie im Mündungsgebiet der Urpegnitz. - Geologica Bavarica 67, 253-277.
- TILLMANN, H. & TREIBS, W. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6335 Auerbach. - München: Bayer. Geolog. Landesamt.
- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 30, 198 S.
- TILLMANN, W. (1980): Zur plio-pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordbayern. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 62, 199-205.
- TILLMANN, W. (1986): Die quartäre Talverschüttung im Raum Weißenburg. - Geologica Bavarica 89, 235-239.
- TRUSHEIM, F. (1936): Die geologische Geschichte Südostdeutschlands während der Unterkreide und des Cenomans. - N. Jb. Mineral. usw. 75, Beilag.-Bd. Abt. B, 1-109.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953-60. - Geologica Bavarica 54, 1-91.
- WALTER, R. (2003): Erdgeschichte: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. - Berlin u. New York: de Gruyter (5. Aufl.).
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe (second and completely revised edition). - Amsterdam: Shell Int. Petroleum Maatsch. B.V.
- ZULAUF, G. & DUISTER, J. (1997): Supracrustal intraplate thickening of Variscan basement due to the Alpine foreland compression: Results from the superdeep well KTB (Bohemian Massif, Germany). - Tectonics 16, 730-743.

Anschrift des Verfassers:
Gottfried Hofbauer
 Anzengruberweg 2
 91056 Erlangen
 geoldoku@gdgh.de