

NATURPARK SPESSART



Chirotherium-Fährte aus dem Buntsandstein

GEOLOGISCHE KARTE

1:100 000

NATURPARK SPESSART

Mit Kurzerläuterung auf der Rückseite



Bayerisches Geologisches Landesamt München 1993

Vorwort¹⁾

Die Geologische Karte 1 : 100 000 des Naturpark Spessart stellt schon aufgrund des Maßstabs einen Kompromiß zwischen einer möglichst detaillierten und einer dennoch übersichtlichen Darstellung sowohl von Geologie, Morphologie als auch Topographie dar. Grundlage der geologischen Darstellung war die Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 Blatt Frankfurt a. Main-Ost, die für den bayerischen Anteil vom Bayerischen Geologischen Landesamt, für den hessischen Anteil von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe auf der Basis des bis dahin veröffentlichten Kartenmaterials erstellt wurde. Als Kartenmaterial standen im wesentlichen die amtlichen Geologischen Karten 1 : 25 000 zur Verfügung, die vom Bayerischen Geologischen Landesamt und vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung erarbeitet und herausgegeben werden. Für detailliertere Auskünfte und Informationen werden diese Spezialkarten mit Erläuterungen empfohlen. Stärkere nachträgliche Überarbeitungen erfuhren das bisherige geologische Bild des Naturparks in den südwestlichen und nördlichen bayerischen Bereichen, die nun an die Detailliertheit der übrigen Gebiete angepaßt sind.

Es wurde die Form einer Inselkarte gewählt, wobei die Topographie im Naturpark kräftiger hervorgehoben, außerhalb des Naturparks blasser und mit einem hellen Grau unterlegt ist. Um einen einheitlichen und ruhigen topographischen und morphologischen Rahmen für den dafür eher problematischen Maßstab 1 : 100 000 zu erreichen, wurde eine Vergrößerung der TK 200 verwendet. Dadurch ist auf dem Kartenbild mehr Platz für eine klare Darstellung der geologischen Verhältnisse.

Die beiden Querprofile durchschneiden den Naturpark in WNW-ESE-Richtung (Profil A-A') und SW-NE-Richtung (Profil B-B'). Sie zeigen das berge- und bruchtektonische Inventar sehr anschaulich, wobei die 2fache Überhöhung zu berücksichtigen ist. Das Deckgebirge wurde der Übersichtlichkeit willen zu größeren Einheiten zusammengefaßt und aufgrund überregionaler Erkenntnisse zur Tiefe hin abgegrenzt. Das Metamorphikum des Vorspessarts hat im Bereich der Spessart-Schwelle sowohl horizontal als auch vertikal eine maximal mögliche Darstellung hinsichtlich der geologischen und strukturellen Einheiten erfahren, die zur Tiefe hin offen bleiben mußte.

Die Kartenlegende ist so detailliert gestaltet, daß sich mit ihr allein nicht nur das Kartenbild, sondern auch die Schichten- und Gesteinsausbildung geologisch und mineralogisch umfassend erklären lassen. Beim Metamorphikum des Vorspessarts sind in der rechten Textspalte außerdem die Ausgangsgesteine beschrieben, die durch die Metamorphose in die heute vorliegenden, in der linken Textspalte angeführten Gesteine umgewandelt wurden. Der Legendentext ist als Teil der folgenden Erläuterungen, insbesondere hinsichtlich der Gesteinsbeschreibung, zu betrachten. Zur zeitlichen Stellung der Vulkanite im Tertiär ist anzumerken, daß für die Legendendarstellung der Stoffbestand maßgeblich war, somit Bildungen über längere Zeiträume (z. B. Oberkreide bis Eozän) bzw. Eruptionen in verschiedenen Zeiträumen ein und derselben Vulkanitart eine einheitliche Darstellung auf der Karte und in der Legende erfahren mußten.

Überblick¹⁾

Für den ursprünglich lückenlosen Wald, vorwiegend aus Buchen und Eichen, den eine Urkunde aus dem 9. Jahrhundert „Spepteshart“ nennt, sind nicht – abgesehen vom stärker vulkanisch geprägten nördlichsten Teil und vom Vorspessart – Erhebungen, sondern tief eingeschnittene Täler kennzeichnend. Dies ist auf eine zügige linienhafte fluviatile Erosion zurückzuführen, deren Erosionsbasis an der Mündung der Kinzig in den Main nahe Hanau bei 100 m ü. NN liegt (bei Gemünden fließt der Main in 150 m ü. NN). Die wenig Mittelgebirgscharakter aufweisenden höchsten Bereiche liegen bei 550 m ü. NN (im Nordosten Haag 585 m ü. NN, in der Mitte Hermannskoppe 567 m und im Süden Geiersberg als höchste Erhebung 586 m). Sie werden vom tiefliegenden Entwässerungsnetz, dessen Talflanken bis 300 m Höhendifferenz aufweisen können, zerschnitten und separiert. Der geologisch-morphologisch sonst eher langweilige Sandsteinspessart erfährt dadurch seinen landschaftlichen Reiz (Abb. 1).

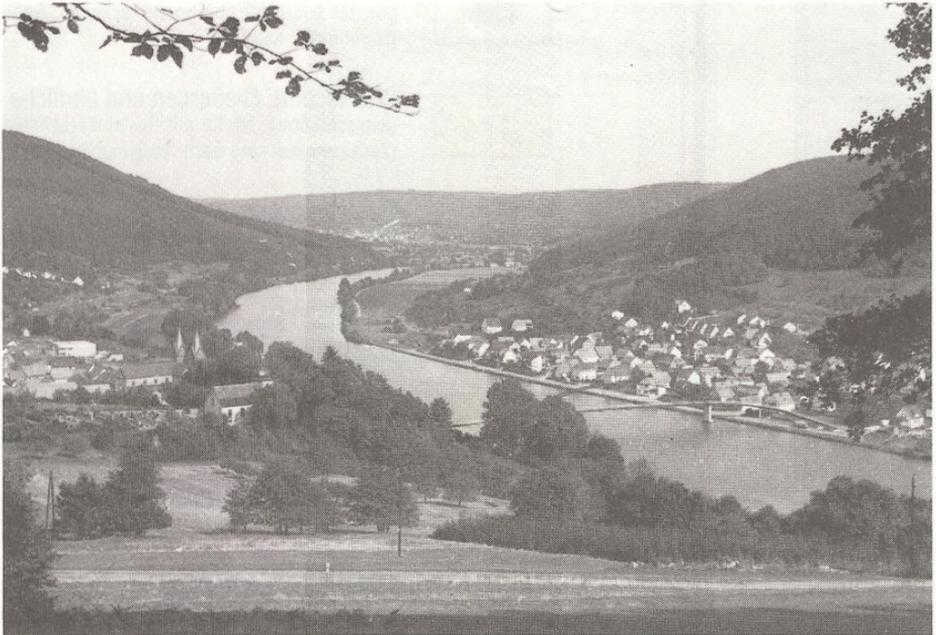


Abb. 1. Das enge, tief eingesenkte Maintal bei Neustadt a. Main, Blick nach Norden, links Neustadt a. Main mit der doppeltürmigen, romanischen Klosterkirche, rechts gegenüber Erlach a. Main. An den steilen Hängen streicht der gesamte Mittlere Buntsandstein aus, die ausgeprägte Hangschulter verursacht der Felssandstein, darüber der schwache Anstieg des Plattensandsteins. Im Hintergrund tritt der Main in das Bild ein und durchmißt es von Nord nach Süd in weitgeschwungenen Bögen.

Die Dominanz der Täler äußert sich auch in der groben Abgrenzung des Naturparks durch Main, Kinzig und Sinn. Alle größeren Ortschaften liegen in den Talungen von Main und Kinzig. Das Gebiet dazwischen ist dünn besiedelt und verkehrstechnisch bedeutungslos. Bezeichnend für die verkehrstechnische Bedeutung

der Täler im Spessart ist die Trasse des ältesten und bedeutendsten Handelswegs, der heutigen Bundesstraße B8, der die Autobahn A3 folgt. Sie verläuft sogar knapp an der höchsten Spessarterhebung vorbei, um nur nicht ein tiefes Tal queren zu müssen.

Der Wald – überwiegend Laub-, im nördlichen Naturpark auch Nadelwald – beherrscht den Spessart. Nur in den Bereichen des Vorspessarts, des Schlüchterner Beckens sowie im Südwesten und Südosten, wo die Böden durch eine Lößauflage fruchtbarer sind, wird Ackerbau getrieben. Sonderkulturen (Wein- und Obstbau) finden sich besonders an sonnigen Maintalhängen zwischen Marktheidenfeld und Klingenberg.

Die ältesten geologischen Einheiten des Erdalters, die proterozoisches bis devonisches Alter aufweisen, treten im Bereich der Spessart-Schwelle im Grundgebirge des Vorspessarts und in zwei isolierten Vorkommen bei Bieber zutage. Die ältesten Sedimentgesteine des Deckgebirges sind permischen Alters. Die festländisch geprägten Ablagerungen des Oberrotliegenden und die marinen Sedimente des Zechsteins streichen im Vorspessart, bei Bieber und relativ großflächig zwischen Kinzig und Vorspessart aus. Die untertägige Situation, insbesondere östlich der Spessart-Schwelle, ist auf den Querprofilen dargestellt.

Der übrige Bereich des Naturpark Spessart wird von Schichten der Triasformation, der ältesten Einheit des Erdmittelalters, geprägt. Er wird im wesentlichen vom Ausstrich des Buntsandsteins eingenommen, dem lediglich im äußersten Südosten und im Norden Muschelkalkvorkommen aufgesetzt bzw. in tektonischen Gräben eingesenkt sind. Keuperreste sind in drei kleinen isolierten Vorkommen im Nordosten erhalten geblieben.

In und auf diesem geologischen Sockel finden sich Bildungen des Tertiärs, der ältesten Formation der Erdneuzeit, abgesehen von zwei winzigen Miozän-schollen bei Klingenberg und verstreuten Schwerspatgängen, ausschließlich im Norden und Nordwesten des Naturparks. Den älteren Vulkaniten des Rotliegenden bei Sailauf im Vorspessart stehen eine Vielzahl von jüngeren Vulkanitvarianten gegenüber, die oberkretazisches bis miozänes Alter aufweisen. Im Vorspessart sind sie als Schlote, im äußersten Norden als Decken, die einem Paläorelief aus Trias- oder Miozänsedimenten auflagen, ausgebildet. Kleinflächige Pliozänvorkommen finden sich im Kinzigtal bei Wächtersbach und zwischen Kinzig und Vorspessart.

Spalten, deren Streichen der jeweiligen tektonischen Beanspruchung folgt und die mit Ganggesteinen unterschiedlichen Alters erfüllt sind, durchschlagen sowohl den kristallinen Sockel als auch das Deckgebirge. Hervorzuheben sind die NW-SE-streichenden miozänen Mineralgänge überwiegend aus Schwerspat.

Das Jungtertiär prägen vor allem kräftige bruchtektonische Vorgänge, die zum einen im Zusammenhang mit den vulkanischen Ereignissen in Rhön und Vogelsberg zum anderen in Verbindung mit dem Einsinken des Oberrheingrabens stehen. Kräftige Absenkungen haben dabei das kesselförmige Gebiet des Schlüchterner Beckens sowie die tiefliegenden, rheinisch streichenden Schollen im Raum Klingenberg und im Untermaingebiet erfahren.

Von den Bildungen der jüngsten geologischen Formation, des Quartärs, fallen flächenmäßig die äolischen Ablagerungen (Flugsand an Untermain und Kinzig; Löß bei Aschaffenburg–Klingenberg, Marktheidenfeld und Gemünden), die Talfüllungen (vor allem die zeitlich und räumlich gegliederten Terrassen von Main, Saale und Kinzig; Schwemmfächer im Untermaingebiet) und die Verwitterungsbildungen und Verlagerungen an Hängen (Rutschmassen, Block- und Hangschutt, Fließerden) ins Gewicht. Die Veränderungen durch den Menschen sind nicht gravierend.

Geologie und Erdgeschichte

Metamorphikum des Vorspessarts²⁾

Stellung des Spessartkristallins im Rahmen des Variscikums

Der regionaltektonische Zusammenhang der Kristallinauftragungen des Odenwaldes, des Vorspessarts und des Gebietes von Ruhla-Brotterode ist schon frühzeitig erkannt und ihre Verbindung als Teile der Spessart-Achse bzw. der Mitteldeutschen Kristallinzone definiert worden (Abb. 2). In jüngster Zeit hat die Mitteldeutsche Kristallinzone durch die Ergebnisse der Tiefen-

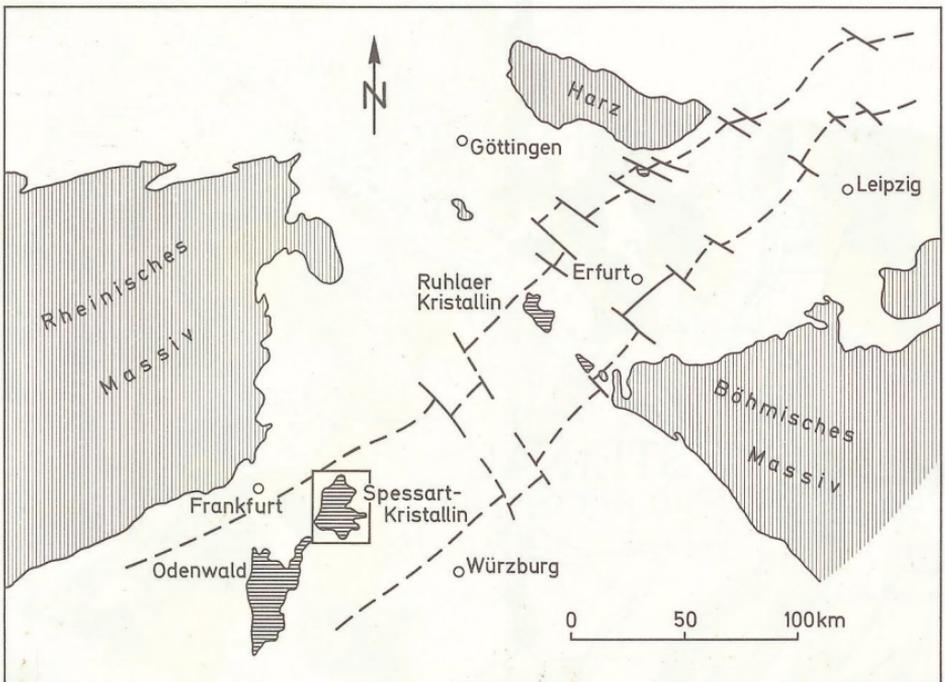


Abb. 2. Das Spessartkristallin als Bestandteil der Mitteldeutschen Kristallinzone. – Aus HIRSCHMANN & OKRUSCH (1988: Abb. 1).

Reflexionsseismik (Profil DEKORP 2-Süd) an Interesse und Aktualität gewonnen. Im Bereich des Spessarts beobachtete, kuppelartig gewölbte und nach SE einfallende Reflektoren können als Kulmination und Überschiebungsbahnen des kristallinen Basements der Saxothuringischen Zone über die stark verschuppten Komplexe der „Nördlichen Phyllitzzone“ und die niedrig-metamorphen Komplexe der Rhenoharzynischen Zone gedeutet werden.

Lage des Spessartkristallins

Der Kristallin-Komplex des Vorspessarts nimmt eine Gesamtfläche von 300 km² ein. Er wird im NW durch den Wetterau-Trog mit seiner Rotliegendfüllung begrenzt. Im E und S wird er diskordant von Zechstein- und Buntsandstein-Schichten überdeckt. Im W ist das Spessartkristallin durch die Spessart-Randverwerfung abgeschnitten. Ihre Sprunghöhe variiert zwischen 200 m bei Aschaffenburg und 500 m bei Alzenau. In der Hanau-Seligenstadter Senke, im Aschaffener Becken und im Großwallstadt-Obernburger Graben wird das Spessartkristallin von den Sedimenten des Rotliegenden, des Zechsteins, des Buntsandsteins und von Tertiär- und Quartärablagerungen überdeckt. Der Absenkungsbetrag des Großwallstadt-Obernburger Grabens liegt – bezogen auf das Basement – zwischen 500 und 600 m, nach jüngsten Bohrungen z. T. bei 800 m.

Lithostratigraphische Gliederung

Das Spessartkristallin gliedert sich in eine Reihe SW–NE-streichender Gesteinsverbände. Sie weisen einen unterschiedlichen lithologischen Charakter auf, wurden aber unter recht einheitlichen Bedingungen der niedriggradigen Mitteldruck-Amphibolitfazies geprägt. In Anpassung an die international und national empfohlene lithostratigraphische Nomenklatur sind die im Spessart als grundlegend erkannten lithostratigraphischen Einheiten nunmehr als Formationen bezeichnet worden (OKRUSCH 1988, in: HIRSCHMANN, G. & OKRUSCH, M. (1988): Spessart-Kristallin und Ruhlaer Kristallin als Bestandteile der Mitteldeutschen Kristallin-Zone – ein Vergleich. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **177**, 1, Stuttgart. – Mit vollständiger Angabe aller weiteren hier verwendeten Autorenzitate).

Es sind dies, von N nach S fortschreitend, im einzelnen der bzw. die:

1. Alzenau-Formation: Paragneise und Amphibolite
2. Geiselbach-Formation: Glimmerschiefer und Quarzite
3. Mömbris-Formation: Staurolithführende Paragneise
4. Rotgneis-Komplex: Orthogneise (Goldbacher und Schöllkrippener Gneis)
5. Schweinheim-Haibach-Formation: Schweinheimer Glimmerschiefer und Haibacher Biotitgneis
6. Elterhof-Formation: Körnig-streifige Paragneise mit Marmor- und Amphibolit-Einschaltungen
7. Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex.

Dieser Gliederung ist im äußersten NW noch die Hof-Trages-Formation (Gneise und Hornblendegneise) hinzuzufügen (hier ohne weitere Erwähnung).

In der Charakterisierung der Formationen (Stufen im Sinne von THÜRACH 1893) folgen wir der Darstellung von OKRUSCH (1988). Entsprechend der lithostratigraphischen Zusammengehörigkeit werden Alzenau- und Elterhof-Formation sowie Geiselbach- und Mömbris-Formation gemeinsam behandelt. Hierbei werden vor allem die neueren Forschungsergebnisse herausgestellt. Die Gesteinsedukte und ihre metamorphen Äquivalente können für die einzelnen Formationen der Kartenlegende entnommen werden.

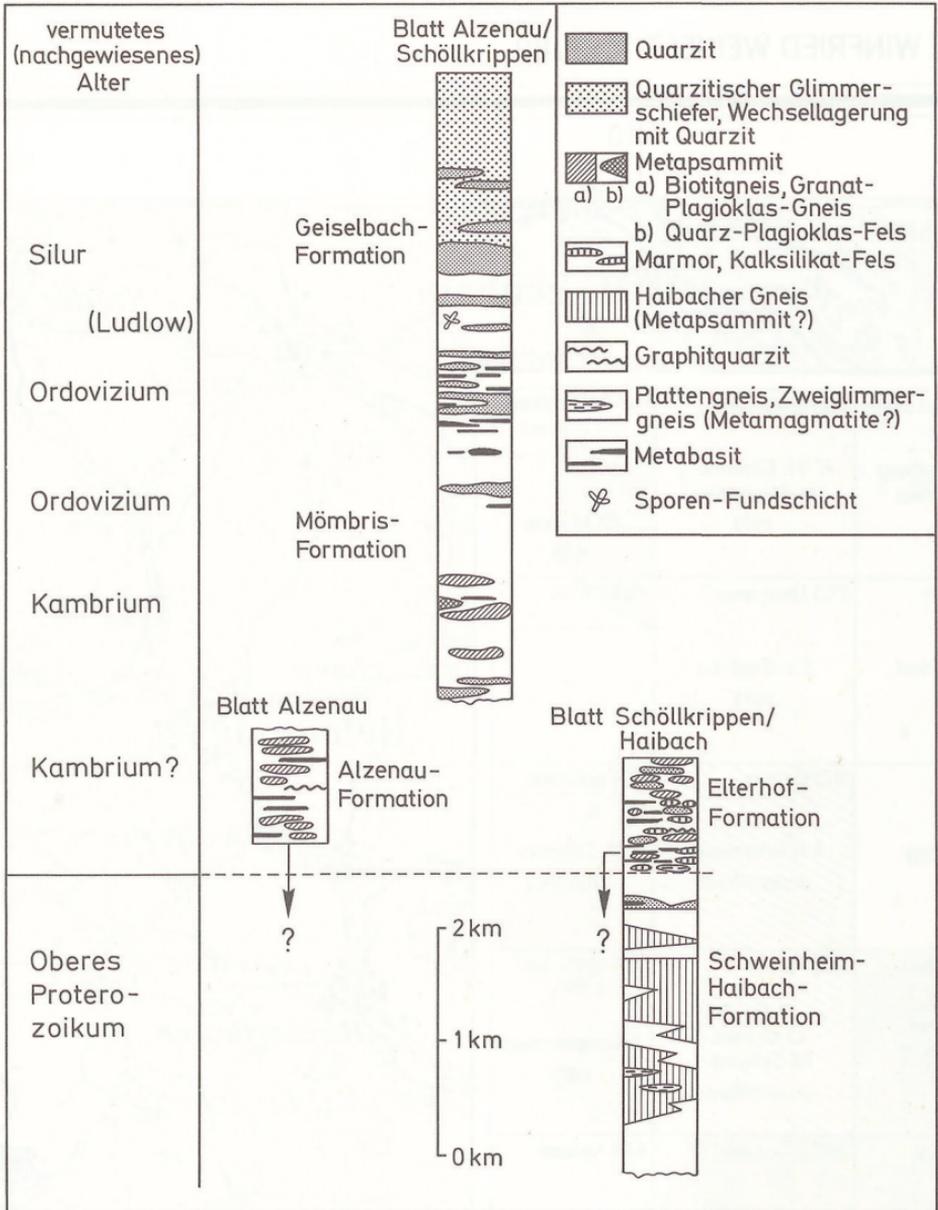


Abb. 3. Lithostratigraphische Gliederung des Spessartkristallins. – Aus HIRSCHMANN & OKRUSCH (1988: Abb. 4).

Alzenau- (1) und Elterhof-Formation (6)

Die Alzenau-Formation am NW-Rand und die Elterhof-Formation im südlichen Teil des Spessartkristallins sind sich in ihrer „bunten“ Lithologie ähnlich. Die Mindestmächtigkeit dürfte etwa 1000 m betragen. Charakteristisch ist die starke Beteiligung von Amphiboliten, Hornblendegneisen und Kalksilikatgneisen sowie die Einschaltung von Graphit- und apatitreichen Muscovit-Graphit-Quarziten. Die für die Elterhof-Formation typischen Marmorzüge treten in der Alzenau-Formation nur in reduzierter Form auf.

Die Amphibolite beider bunten Formationen lassen sich geochemisch überwiegend auf tholeiitische Basalte und deren pyroklastische Äquivalente zurückführen. Die meisten Orthoamphibolite der Alzenau-Formation zeigen geochemische Verteilungsmuster, die mit denen von Ozeanboden- bzw. Inselbogen-Tholeiiten (N-MORB) vergleichbar sind. In der Elterhof-Formation treten Orthoamphibolite auf, die geochemische Anklänge an Tholeiite ozeanischer Inseln zeigen (OKRUSCH 1988). Die Lithologie beider Formationen und die Geochemie ihrer Metabasalte spricht für eine Ablagerung in einem relativ küstennahen Bereich, möglicherweise in einem Inselbogen oder in einem Inter-Arc-Becken (OKRUSCH 1988). Die Ähnlichkeit zwischen beiden Formationen ist so groß, daß ihre Zusammengehörigkeit wahrscheinlich ist. Der tektonische Kontakt zwischen Alzenau- und Geiselbach-Formation (s. u.) erlaubt beide Formationen als Reste einer größeren, ehemals zusammenhängenden Deckeneinheit zu interpretieren (Abb. 4). BEDERKE (1957) und BRAITSCH (1957) haben auf die Ähnlichkeit der Alzenau- und der Elterhof-Formation mit lithologisch Bunten Gruppen aus den ostbayerischen, böhmischen und sudetischen Kristallingebieten hingewiesen, die dort in das Algonkium eingestuft werden. Diese Einstufung haben in jüngster Zeit Funde faunistischer und flori-

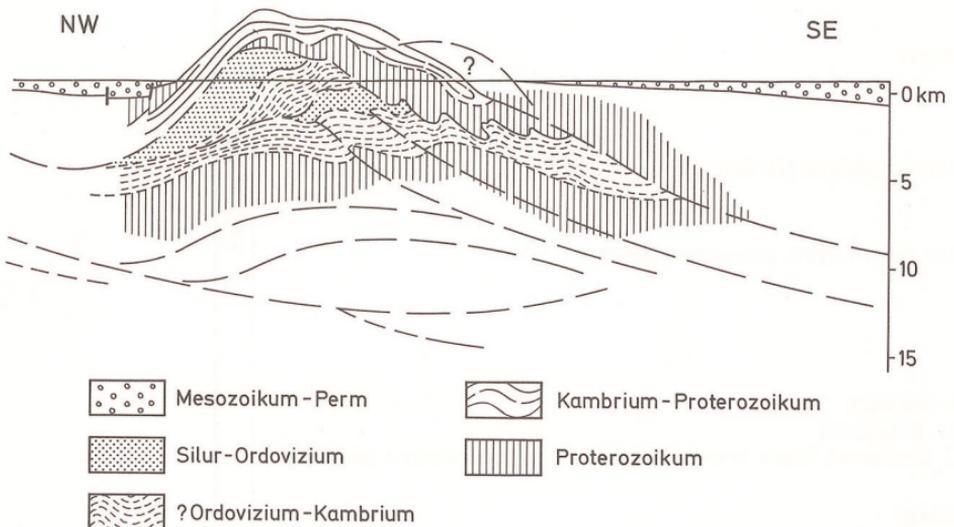


Abb. 4. Dekorp 2-S line drawing im Bereich des Spessarts (Ausschnitt aus HEINRICH 1986), lithostratigraphisch interpretiert, nicht überhöht, stark schematisch (OKRUSCH 1988), ergänzt (WEINELT 1990). – Aus HIRSCHMANN & OKRUSCH (1988: Abb. 12).

stischer Herkunft in den bunten Gesteinsgruppen des Fichtelgebirges, des Oberpfälzer und des Bayerischen Waldes bestätigt, die ein oberproterozoisches bis unterkambrisches Alter der Metasedimente andeuten (MIELKE 1985; FRANKE, PFLUG & REITZ 1986; REITZ & HÖLL 1988). BRAITSCH (1957) hielt auch eine Einordnung in das tiefere Kambrium für möglich. Beide Möglichkeiten wurden in der Karte berücksichtigt und in der Abb. 3 angedeutet.

Geiselbach- (2) und Mömbris-Formation (3)

Die mächtigen Metapelit-Metapsammit-Folgen der Geiselbach- und der Mömbris-Formation sind monotoner zusammengesetzt, wenn auch Einschaltungen von Kalksilikatgneisen und Amphiboliten vorkommen. Die Geiselbach-Formation besitzt eine Mächtigkeit von ca. 3000 m. Sie setzt sich überwiegend aus granatführenden Glimmerschiefern und Quarzglimmerschiefern zusammen. In diese sind fünf, z. T. morphologisch deutlich hervortretende Quarzitzüge eingeschaltet. Der mächtigste von ihnen trägt den Gipfel des Hahnenkamms (435,5 m NN) und besitzt eine Breite von 300 bis 400 m. Er läßt sich auf 13 km im Streichen verfolgen. Der südöstlichste, an mehreren NW–SE-streichenden Störungen versetzte, erste Quarzitzug liegt noch innerhalb der staurolithführenden Paragneise der Mömbris-Formation. Der Übergangsbereich zwischen beiden Formationen, mit mehreren Quarzithorizonten und horizontbeständigen Einschaltungen von Metabasiten, besitzt eine gewisse lithostratigraphische Selbständigkeit (OKRUSCH 1988).

In der Mömbris-Formation erfolgte die Staurolithbildung bei Aluminium-Überschuß, kombiniert mit einem hohen Fe^{2+}/Mg -Verhältnis im tonigen Ausgangsmaterial. Staurolithfreien Einschaltungen liegen entweder mehr psammitische Sedimente wie Grauwacken oder Mergel zugrunde (MATTHES 1954). Das sedimentäre Ausgangsmaterial der mindestens 2000 m mächtigen Mömbris-Formation wurde an einem Kontinentalrand in geringer Entfernung vom Liefergebiet abgelagert.

Die im Bereich einer NE–SW-streichenden Zone zwischen Glattbach und Feldkahl in die Mömbris-Formation eingeschalteten Quarz-Plagioklas-Felse werden neuerdings als Metamorphite gedeutet, deren Edukte sandige Einschaltungen waren.

MATTHES (1954) verglich die staurolithführenden Paragneise im Vorspessart mit den Staurolith-Granat-Glimmerschiefern im Ruhlaer Kristallin und postulierte ein kambrisches Alter der Mömbris-Formation. BEDERKE (1957) ordnete auf Grund eines lithostratigraphischen Vergleichs der beiden Kristallingebiete die Geiselbach-Formation in das Ordovizium und die Mömbris-Formation in das Kambrium ein.

REITZ (1987) hat in der Geiselbach-Formation – etwa 1000 m über der Basis in einem quarzreichen, granatführenden Zweiglimmerschiefer – eine Pteridophyten-Sporen-Vergesellschaftung nachgewiesen, die eine Einstufung dieses lithostratigraphischen Bereichs in das Silur (etwa Ludlow) erlaubt. Nach diesem biostratigraphischen Beleg rechnet OKRUSCH (1988) damit, daß das Profil der Geiselbach-Formation mit seinem hangenden Abschnitt bis in den Grenz-

bereich Silur/Devon reicht. Es ist aber nach wie vor wahrscheinlich, daß Teile des Profils der Geiselbach- und Mömbris-Formation unterhalb der Fundschicht vorsilurisches Alter besitzen. Verlässliche Kriterien für eine Abgrenzung älterer Profilabschnitte fehlen jedoch gegenwärtig ebenso, wie solche für deren Gliederung in ordovizische und kambrische Anteile.

Schweinheim-Haibach-Formation (5)

Der Komplex aus Schweinheimer Glimmerschiefer und Haibacher Biotitgneis bietet wenig Anhaltspunkte für eine lithostratigraphische Korrelation. Nach BRAITSCH (1957) stellen die Schweinheimer Glimmerschiefer das stratigraphisch Liegende der Elterhof-Formation dar. Sie müssen demnach ebenfalls in das Proterozoikum eingestuft werden.

Der Haibacher Biotitgneis ist in drei bis vier Lagen in die Schweinheimer Glimmerschiefer eingeschaltet und mit diesen homotaktisch verfaltet. BRAITSCH (1957) führt ihn auf ein vor- bis syntektonisch intrudiertes Magma mit relativ geringer Wärmeenergie zurück. WEINELT (1962, 1965, 1971) führt den Verband zwischen Biotitgneisen und Glimmerschiefern auf einen prämetamorphem sedimentären Lagenwechsel aus Grauwacken und Tonsteinen zurück. Hierfür sprechen seifenartige Anreicherungen von Zirkon und Apatit im Biotitgneis. Bei der Auffassung des Haibacher Biotitgneises als normales Glied der lithostratigraphischen Abfolge muß mit einer Mächtigkeit der Schweinheim-Haibach-Formation von 2000 bis 3000 m gerechnet werden. Der Haibacher Biotitgneis und seine Begleitgesteine haben gemeinsam eine ältere, prä-haupttektonische Gefügeprägung erfahren. Ein Versuch, sein Edukt-Alter über Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen zu bestimmen, führte zu keinem Ergebnis.

Rotgneis-Komplex (4)

Die Rotgneise des Spessarts gehen auf mehrere Intrusionen granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung zurück. Sie besaßen ein porphyrtartiges Gefüge, enthielten Schollen von sedimentärem Nebengestein und wurden von späteren Aplit- und von Lamprophyrgängen durchschlagen.

BEDERKE (1957) hielt den körnig-flaserigen Muscovit-Biotit-Gneis für ein Äquivalent der Rotgneise in den Kristallingebieten Thüringens, Sachsens und Nordost-Bayerns, und führte diesen auf prävariscisch intrudierte und variscisch eingeformte Granitoide zurück. Die Grenze der Orthogneise gegen die benachbarten staurolithführenden Paragneise der Mömbris-Formation ist stets scharf.

Im Granitsystem Q-Or-Ab(-An) belegen die Rotgneise ein eng begrenztes Feld in der Nähe des ternären Schmelzminimums für H_2O -Drucke von ≤ 1000 bar. Dies weist auf ein relativ seichtes Intrusionsniveau von 4 km und weniger hin. Die Anwesenheit von Muscovit spricht für die Ableitung aus S-Typ-Granitoiden. Die Spurenelementgehalte sind mit einer Förderung der granitoiden Schmelzen im Anschluß an eine orogene Kollisions-Phase vereinbar. Eine solche kontinentale Riftphase war vor Beginn der variscischen Orogenese im Ordovizium bis Silur gegeben.

BEDERKE (1957) nahm eine Platznahme der Rotgneis-Granitoide gegen Ende des Silurs an. Dieses Intrusionsalter wurde durch Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen bestätigt (LIPPOLT 1986). Es ergab sich ein Alterswert von 414 ± 18 Ma (2s), der als silurisches Intrusionsalter der Rotgneis-Granitoide interpretiert werden kann. Die magmatische Förderung vollzog sich vermutlich in mehreren, zeitlich versetzten Schüben.

Die Intrusion der Rotgneis-Granitoide erfolgte somit in einem Zeitraum, in dem im Spessart noch die Sedimentation der silurischen Geiselbach-Formation stattfand. Die Überdeckung, bestehend aus der Mömbris-Formation und einem Teil der Geiselbach-Formation, dürfte dabei etwa 3 km betragen haben.

Metabasiteinschaltungen

Metabasiteinschaltungen konzentrieren sich im mittleren Spessart-Kristallin in zwei NE-SW-streichenden Zügen, so in dem Metabasitzug Hörstein-Huckelheim, im Grenzbereich von Geiselbach- und Mömbris-Formation, und in dem Metabasitzug Aschaffenburg-Feldkahl-Rottenberg, im Grenzbereich zwischen Mömbris-Formation und Rotgneis-Komplex.

MATTHES & KRÄMER (1955) erkannten in den Amphiboliten von Feldkahl ophitische Gefügerelikte und nahmen für den überwiegenden Teil der Metabasite eine orthogene Abkunft an. NASIR (1986) bestätigte dies durch geochemische Untersuchungen. Einschaltungen von kalksilikatischen Hornblendegneisen und Epidot-Hornblende-Gneisen bilden eine Ausnahme. Die Amphibolit-Einschaltungen im nördlichen Zug von Hörstein-Huckelheim gehören z. T. zur normalen lithostratigraphischen Abfolge und repräsentieren eine vulkanische Phase innerhalb der ordovizisch-silurischen Sedimentation (OKRUSCH 1988). Auf Grund ihrer Spurenelemente handelt es sich um Vulkanite tholeiitisch-basaltischer Zusammensetzung (NASIR 1986), die Ähnlichkeiten mit Basalten mittelozeanischer Rücken aufweisen und eine Phase von Dehnungstektonik im späten Ordovizium andeuten. Der massive Amphibolit von Hörstein zeigt Anklänge an Inselbogen-Tholeiite (NASIR 1986). Die Amphibolite und Hornblendegneise des südlichen Zuges Aschaffenburg-Feldkahl-Rottenberg, die in der Mömbris-Formation und im Rotgneis-Komplex eingeschaltet sind, gehen wahrscheinlich auf Vulkanite zurück, die erst nach der Intrusion der Rotgneis-Granitoide gefördert wurden (OKRUSCH 1988). Sie besitzen den Charakter von Inselbogen-Tholeiiten und Andesiten (HESSELMANN 1982; NASIR 1986). Diese vulkanische Aktivität in einem Inselbogen hängt mit erneuter Kompressionstektonik und dem Einsetzen der variscischen Entwicklung am Beginn des Devons zusammen. Ein Zusammenhang mit dem devonischen Diabas-Vulkanismus wurde bereits von MATTHES & KRÄMER (1955) erörtert.

Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex (7)

Der Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex im südlichen Vorspessart stellt in seinem heutigen Erscheinungsbild keinen (unveränderten) Intrusiv-Komplex (mehr) dar (OKRUSCH 1988). Die wesentlichen Merkmale: Inhomogenes Erscheinungsbild im Aufschluß, schwach ausgeprägte, aber deutlich erkenn-

bare Paralleltexur und kristalloblastisches Gefüge waren bereits früher aufgefallen und hatten bezüglich seiner magmatischen oder metamorphen Entstehung zu widersprüchlichen Deutungen Anlaß gegeben (KLEMM 1895, THÜRACH 1893). Auch in neuerer Zeit stand der rein magmatischen Deutung (BRAITSCHE 1957) ein transformistisches Modell gegenüber (OKRUSCH 1963). OKRUSCH (1983) legte erstmals ein modifiziertes Modell vor, das sich an die Vorstellung von BÜCKING (1892) anlehnt. Danach geht der Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex auf eine echte magmatische Intrusion zurück, die etwa gleichzeitig mit der Intrusion der Rotgneis-Granitoide erfolgte. Die in dem Komplex verbreiteten Amphibolit-Schollen werden auf endomagmatische Einschlüsse zurückgeführt, wie sie in I-Typ-Granitoiden typisch sind. Im Zuge der variscischen Hauptmetamorphose kam es zur tektonischen Durchbewegung, metablastischen Umkristallisation und zur partiellen Aufschmelzung.

Die Stöcke von Aplitgranit, die den Diorit-Komplex durchschlagen, stellen wahrscheinlich Apophysen eines größeren postmetamorphen Intrusivkörpers dar (OKRUSCH 1963), der auch durch die Bohrung Lichtenau 1 unter Buntsandstein- und Zechsteinbedeckung angefahren wurde.

Metamorphose

Das Spessartkristallin erfuhr seine Prägung im wesentlichen in einer einaktigen, unter amphibolitfaziellen Bedingungen abgelaufenen Metamorphose. Die Paragenese: Gemeine Hornblende + Plagioklas \pm Quarz \pm Epidot \pm Diopsid \pm Biotit \pm Granat ist in den Metabasiten verbreitet. Für die Metapelite der Mömbris-Formation lassen sich auf Grund der Paragenese: Staurolith + Granat + Muscovit + Biotit + Plagioklas + Quarz \pm Disthen \pm Sillimanit die Druck-Temperatur-Bedingungen der Metamorphose in einem Bereich zwischen 550 und 620 °C und H₂O-Drucken von 5–6 kb abschätzen (OKRUSCH 1983). Die Anwendung von Mineralthermometern erbrachte für den nördlichen Metabasitzug Werte im unteren Bereich dieser Temperaturspanne, für den südlichen Metabasitzug Werte im oberen Bereich (NASIR 1986). Eine Temperaturabschätzung um 630 °C bei Drucken um 5 kb ergab sich für die Alzenau-Formation (OKRUSCH 1985) und für die Elterhof-Formation (EL SHAZLY 1983), während im Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex mit der lokalen Bildung anatektischer Schmelzen Temperaturen nahe 670 °C erreicht wurden (OKRUSCH 1983).

Bereichsweise wurde das Spessartkristallin von einer retrograden Überprägung unter grünschieferfaziellen Bedingungen betroffen, die man der Phase der Deckenüberschiebung zuordnen kann (OKRUSCH 1988).

Das Mindestalter der Hauptmetamorphose im Spessartkristallin und die Platznahme spät- bis posttektonischer Pegmatite wird durch annähernd koncordante K-Ar-Daten an Hornblenden, Muscoviten und Biotiten auf etwa 320 ± 5 Ma festgelegt (LIPPOLT 1986; NASIR 1988). Die eng zusammenliegenden Daten werden mit einer raschen Abkühlung an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon – nicht lange nach der variscischen Hauptmetamorphose – interpretiert, die mit dem Deckenschub auf SE–NW-gerichteten Überschiebungsbahnen in Zusammenhang gebracht werden kann (OKRUSCH 1988).

Strukturbau

Den mittleren Teil des Spessartkristallins beherrschen zwei Antiklinalstrukturen. Die in ihrem Kern befindlichen Rotgneis-Körper (vgl. Profil A-A') beeinflussen die Faltung des sedimentären Nebengesteins. Die Schöllkrippener Rotgneiskuppel stellt ein tektonisches Element dar, das sich unter der Hülle von stauolithführenden Paragneisen der Mömbris-Formation in westlicher und südwestlicher Richtung fortsetzt und unter den Tertiär- und Quartär-Sedimenten der Untermainebene noch nachweisbar ist. Die zentrale Rotgneiskuppel setzt sich aus den beiden Sattelstrukturen von Goldbach-Eichenberg und von Sailauf zusammen. Eine ältere, 60–80° streichende Lineation B 1 wird um eine jüngere, 120–140° streichende, 10° in SE-Richtung eintauchende Faltenachse B 2 verformt. Zwischen der zentralen und der Schöllkrippener Rotgneiskuppel befindet sich eine Zone mit kleineren, langgestreckten Rotgneiskörpern, die mit den Stauolithgneisen der Mömbris-Formation intensiv verfaltet sind. Demgegenüber lassen die stauolithführenden Paragneise, die die Schöllkrippener Rotgneiskuppel umhüllen, offene Sattel- und Muldenstrukturen mit relativ flach einfallenden Flanken erkennen. Gegen NW gestaltet sich der Faltenstil immer enger und steiler. Die Quarzite und Glimmerschiefer der Geiselbach-Formation sind isoklinal verfaltet, verschuppt und durch Störungen in einzelne Späne zerlegt.

Die Glimmerschiefer-Biotitgneis-Wechselagerung der Schweinheim-Haibach-Formation und die bunte Wechselfolge der Elterhof-Formation werden in ihrem Streichen durch die zentrale Rotgneiskuppel beeinflusst, wie am Umbiegen dieser Formationen aus der SW–NE- in die SSW–NNE-Richtung im Raum Laufach-Hain i. Sp. zu erkennen ist. Beide Formationen wurden im Zuge einer ersten Hauptdeformation um nahezu horizontale, 50–60°, d. h. etwa parallel zur Schieferung streichende, Achsen (B 1) gefaltet. Eine zweite Deformation erfolgte in der Schweinheim-Haibach-Formation um etwa horizontale, 120° streichende, in der Elterhof-Formation um 90–120° streichende, mit 20–40° nach E eintauchende B 2-Achsen. Die Altersbeziehungen der beiden Formationen sind noch nicht völlig geklärt. Die Elterhof-Formation präsentiert sich heute anscheinend als Muldenstruktur, die durch spätektonische Verschuppungen kompliziert wurde.

Die schwach ausgeprägte, 60–90° streichende und mit 70–90° nach N einfallende Schieferung im Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex wurde zunächst als postkristallin angesehen (BRAITSCHE 1957). Das blastomylonitische Erscheinungsbild spricht jedoch dafür, daß die Deformation etwa gleichzeitig mit der blastischen Umkristallisation der quarzdioritischen bis granodioritischen Intrusivgesteine einsetzte, diese allerdings noch überdauerte (OKRUSCH 1988).

Im Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex liegen 80° streichende und mit 45° nach E eintauchende oder ± horizontal liegende B-Achsen vor. In die Achsen drangen hier und in der Elterhof-Formation posttektonisch Lamprophyre der Kersantit-Spessartit-Reihe ein.

Die Alzenau-Formation besitzt SW–NE-streichende B-Achsen. In den Amphiboliten taucht die Lineation bei Alzenau mit 30° gegen SW, bei Michelbach mit 10–15° gegen NE ein (syndeformative Achsenverbiegung). In den

benachbarten Biotitgneisen ist die Deformation weniger intensiv und setzt später ein. Die Faltenachsen streichen parallel zur Lineation in den Amphiboliten, ihr Eintauchen zeigt größere Schwankungen.

Nach dem Ende der Hauptmetamorphose erfolgte eine Aufschiebung der Alzenau- auf die Geiselbach-Formation. Sie wird von den Ablagerungen des Rotliegenden überlagert. Nach dem neuen tektonischen Konzept für das Spessartkristallin handelt es sich bei dieser Aufschiebung um eine Rücküberschiebung im Anschluß an den gegen NW gerichteten Deckentransport.

In struktureller Hinsicht stellen die kristallinen Komplexe des Spessarts – in Übereinstimmung mit der gegenwärtigen Interpretation des DEKORP 2S-Profiles – nämlich ein nordvergentes variscisches Thrust-System dar, indem die mehrfach und invers gestapelten proterozoisch-altpaläozoischen Schichtkomplexe als Antiform kulminationsartig aufgewölbt sind (HEINRICHS 1986; OKRUSCH 1988; Abb. 4). Die Alzenau- und die mit dieser stofflich vergleichbare Elterhof-Formation können dabei als Teile einer infolge von Rücküberschiebung südwärts verfrachteten, ehemals zusammenhängenden Deckeneinheit mit Tauchsattelbildung („Mulde“ der Elterhof-Formation) gedeutet werden.

Tieferer Untergrund

Aufschluß über den tieferen Untergrund des Naturparks geben tektonisch hochliegende Schollen, exogene Einschlüsse in den Vulkaniten und Tiefbohr-aufschlüsse.

Mehrere, NW–SE-streichende Verwerfungen haben das Deckgebirge bei Bieber in langgestreckte Schollen zerlegt und die Aufbrüche des Grundgebirges (Staurolithgneis) und der permischen Gesteine (Rotliegendes, Zechstein) bewirkt.

Die Vulkanitdurchbrüche in der Umgebung des Aschaffener Beckens förderten exogene Einschlüsse von Orthogneis, Paragneis, Quarzdiorit und Amphibolit zutage.

Tiefbohrungen gaben Aufschluß über das kristalline Grundgebirge im Untergrund des Hochspessarts. Die Bohrung Wiesen 1 traf in 263 m Teufe den Rotgneis-Komplex an. Die Bohrung Wiesen 2 stand bei ihrer Endteufe im Staurolithgneis der Mömbris-Formation. Die Bohrungen Wiesen 3, Flörsbach 1 und 3 endeten im Biotitgneis der Haibach-Formation. Die Bohrung Flörsbach 2 traf einen Gneis der Schweinheim-Formation an. Die Bohrung Frammersbach 1 erschloß einen Gneis der Elterhof-Formation und die Bohrung Lichtenau 1 endete in einem Granit-Mylonit. Die Bohrung Großwallstadt wurde in 835 m Teufe im Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex eingestellt. Quarzdiorit trafen auch achtzehn Bohrungen der geplanten DB-Trasse im Schwarzkopfgebiet, südlich Heigenbrücken, unter Buntsandsteinsedimenten und unter 2-7m mächtigen Schwellenkarbonaten der Zechsteinformation an. Eine weitere Bohrung endete hier im Gneis der Elterhof-Formation. Auf der Schwerspatgrube Christiane bei Rechtenbach trafen zwei Bohrungen in 388 m Teufe einen Rhyolith des Rotliegenden an. Die Bohrungen Villbach 1 und Flörsbach 4 standen bei 362 m bzw. 366 m Teufe in Sedimenten des Rotliegenden.

Vulkanite und Ganggesteine

Vulkanite²⁾

Vulkanite durchschlagen das Grundgebirge im Vorspessart, das Deckgebirge im Orber Reisig sowie in den Ausläufern des Vogelsberges und der Rhön und in dem beide verbindenden Landrücken. Das Grundgebirge des Vorspessarts durchbrechen sie im Strütt bei Kleinostheim, in der Rückersbacher Schlucht und im Hahnenkammgebiet. Ihr Auftreten ist z. T. an Verwerfungen geknüpft, die parallel zum Spessartrandbruch (N–S) verlaufen, z. T. belegen sie NW–SE- bzw. NE–SW-streichende Störungszonen. Es handelt sich um Reste von Eruptionstielen (Tuftschlote) von Olivinnephelinit (Strütt) mit Schlotbrekzie und Schlottuff und um Phonolith (Rückersbacher Schlucht) sowie um gangförmig auftretenden Nephelinbasanit (NW Hohl). Die Schlottuffe von Kleinostheim führen an exogenen Einschlüssen Buntsandstein, Tonstein und Gneis. Der Dolerit vom Dickersberg bei Horbach enthält Quarzitfragmente. Die Basalte von Winzenhohl und Oberbessenbach belegen eine NW–SE-streichende Störungszone im südlichen Vorspessart. Die vorgenannten Gesteine gehören einer spätcretazisch-alttertiären Vulkanitgruppe an (HORN et al. 1972, LIPPOLT et al. 1974).

Gegen die Waldberge des Orber Reisigs hin durchdrang den Buntsandstein der limburgitische Hyalo-Olivinbasalt des Beilsteins, des Hohen-Bergs und des Madsteins (VILLWOCK 1964). Hoher-Berg und Beilstein sind Teile stark denudierter Quellkuppen, das Vorkommen vom Madstein ist – wie auch der 30 m mächtige Basalt aus dem Kasseler Grund, nordöstlich Lanzingen – gangförmig in den Buntsandstein eingedrungen. An endogenen Einschlüssen finden sich Olivinknollen, an exogenen Einschlüssen Quarzit, Kalkstein (Zechstein) und Sandstein.

In der Südrhön gehören Stiftes, Hopfenberg und der Basaltlängszug des Steinfirstes, westlich Mottgers, einer von Züntersbach über Mottgers nach Neuengronau in NE–SW-Richtung streichenden Grabenzone an. Ihre tektonische Anlage mit Dehnungs- und Zerreißungsstrukturen ist schon im Grundgebirge vorgezeichnet. Dieser Struktur folgen die Vulkanitdurchbrüche bei Schwarzenfels. Mehrere, bis zu 1 m mächtige, Basaltströme mit Oberflächenwülsten, die von Dach- und Sohlschlacken über- und unterlagert werden, bauen hier eine Decke auf. Der Stoppel-Berg ist ein weiterer Durchbruch.

Im hessischen Spessart hat an der die Flußgebiete von Jossa-Sinn und Kinzig trennenden Wasserscheide auch das Basaltplateau der Alsberger Höhe teil, das im Toten-Kopf 490 m Höhe erreicht. Die Wasserscheide verläuft hier am südöstlichen Rand einer Basaltdecke in nordöstlicher Richtung über Förstersplatte und Stillersacker (435 m NN). Die 25 m mächtige Basaltdecke erstreckt sich auf 5 km Länge von der Höhe des Als-Berges über Eisen-Kopf und Stillersacker bis zum Bellingser Kreuz. Sie besteht aus einem schwarzgrauen, dichten tholeiitischen Basalt. An der Förstersplatte ist das Gestein doleritisch. Die Alsberger Decke gehört zu einer Reihe weiterer Durchbrüche, die sich über Katzenstein, Rohr-Berg mit Tonkauten-Kopf, Dallecker, Weiperz-Berg und Leim-Berg in östlicher Richtung fortsetzen. Sie sitzen tiefreichenden Bruchzonen auf, die das Schlüchterner Becken im S und E begleiten.

Am Rohr-Berg und Dallecker beginnt die Eruptionsfolge mit doleritischem Olivinbasalt, diesem folgen am Rohr-Berg Alkali-Olivinbasalt bis Basanit, am Dallecker doleritischer Olivintholeit und Olivinbasalt. Der Weiperz-Berg besteht aus doleritischem Olivintholeit (EHRENBERG 1971 – siehe: Kartengrundlagen).

Der Westteil der Hohen Rhön steht über den vulkanisch geprägten Landrücken mit dem Vulkangebiet des Vogelsberges in Verbindung, dessen äußerster Ostrand bei Steinau und Schlüchtern noch in das Naturparkgebiet fällt.

Eine lebhafte vulkanische Tätigkeit hat im Bereich des Landrückens und des Vogelsbergostrandes zahlreiche Zeugnisse hinterlassen. Die vulkanischen Fördermassen liegen hier als basaltische Lavagesteine und vulkanische Lockerprodukte in Form von Basalttuffen und Phonolithtuffiten (SW Gundhelm) vor. Die basaltischen Gesteine sind weit verbreitet, die Lockerprodukte nur lokal erhalten. Förderstellen sind nach Tuffausbildungen am Bühl nordwestlich Schlüchtern und am Sparhof zu vermuten (EHRENBERG 1971).

Die Abfolge der vulkanischen Gesteine und ihrer Lockerprodukte wird im vorliegenden Gebiet in eine Vorphase und vier nachfolgende Rhythmen gegliedert (EHRENBERG 1971). In der Vorphase wird – vermutlich im Untermiozän (Aquitän) beginnend – Alkali-Olivinbasalt bis Olivinbasalt und nachfolgend Nephelin-Analcim-Basanit bis basanitischer Nephelin-Analcimit gefördert.

Nach der basaltischen Vorphase setzte dann, nach einer örtlich unterschiedlich langen Ruhepause, im Burdigal die Haupttätigkeit des Vulkanismus ein, bei dessen Ausbrüchen in vierfachem rhythmischem Wechsel (I–IV) Gesteine des tholeiitischen und alkali-olivinbasaltischen Magmenstammes gefördert wurden. Zur tholeiitischen Gesteinsserie gehören Bronzit-, Pigeonit- und Olivin-Tholeit, zur alkali-olivinbasaltischen zählen Alkali-Olivinbasalt bis Olivinbasalt und z. T. glasreicher Basanit. Zwischen beiden Serien steht doleritischer Olivinbasalt. Letzterer ist im gesamten Vulkangebiet (Landrücken, Breite First, Dallecker) großflächig verbreitet. Das Gestein zeigt wollsackartige, seltener säulige Absonderung (Hohenzeller Berg) und kugelschaligen oder blockigen Zerfall (Blockmeere).

Endogene ultrabasische Einschlüsse (Olivin- und Olivin-Augit-Knollen) sind auf die alkali-olivinbasaltische Serie beschränkt. Exogene Einschlüsse, die in allen Basalttypen auftreten, sind Quarz, Quarzit-, Sandstein-, Tonstein- und selten Kalksteinbruchstücke. Mehrere Ruhepausen unterbrachen diese vulkanische Tätigkeit, was durch tonige (wohl limnische) Zwischensedimente und Verwitterungsbildungen belegt wird (EHRENBERG 1971).

In das Gebiet nordwestlich Steinau a. d. Str. reichen die Ausläufer der Vulkanite des Vogelsbergostrandes herein. Bei der Wüstung Dierz durchschneidet die Bahnlinie (Salmünster–Schlüchtern) einen basanitischen Alkali-Olivinbasalt. Nordwestlich der Bahnlinie ist im Bergschlag ein Basanit bzw. Alkali-Olivinbasalt aufgeschlossen. Ohl-Berg und Dehne-Kopf werden aus Pyroklastika und Alkali-Olivinbasalt bzw. Basanit aufgebaut. Im Hinteren Birklos und Ausspann handelt es sich um Alkali-Olivinbasalt bis basanitischen Alkali-Olivinbasalt. Am Katzenstein und Streuflings-Kopf überwiegen tholeiitische

Basalte (EHRENBERG 1982 – siehe: Kartengrundlagen). Alkali-Olivin-Basalt bis Basanit wird in zwei großen Steinbrüchen an der Breite First abgebaut.

Ganggesteine¹⁾

Die Bildung von Ganggesteinen ist an tektonische Vorgänge gebunden, die im Lauf der Erdgeschichte vor allem während bedeutender Gebirgsbildungsphasen die Erdkruste zerbrachen und tiefreichende Spalten schufen, die von nachtektonischen Intrusionen, Mobilisaten oder hydrothermalen Bildungen verfüllt wurden.

Im kristallinen Vorspessart weisen die während des Erdalters im Zuge der Variscischen Gebirgsbildung entstandenen Spalten ein für die jeweilige Beanspruchung charakteristisches Streichen auf. Die SW-NE-gerichteten (variscischen) Spalten sind mit Pegmatiten und Pegmatoiden gefüllt, die NNW-SSE-streichenden (eggischen) mit Lamprophyren.

Durch die Kimmerischen Gebirgsbildungsphasen wurden während des Erdmittelalters und bis zum Miozän mehrere NW-SE-streichende (herzynische), die Spessart-Schwelle querende, tiefreichende, prägnante Bruchzonen geschaffen. In den Klüften, Spalten und Hohlräumen kamen bariumhaltige Hydrothermen zum Aufstieg, die in vielen Gangscharen weißen bis leicht rosa gefärbten, grobspätigen Schwerspat absetzten. Frühere zahlreiche Abbaue mächtigerer Vorkommen wurden wegen Unwirtschaftlichkeit entweder nach kurzer Zeit abgeworfen oder nur sporadisch betrieben. An der Oberfläche zeugen heute Pingen von dieser Tätigkeit. Von den wenigen aushaltenden Abbauen haben am längsten die Gruben „Bächles Grund“ bei Heigenbrücken, „Neuhütten“ bei Neuhütten und „Christiane“ bei Rechtenbach, die als letzte 1975 schloß, überlebt. In ihnen wurden bis 8 m mächtige Gänge bis in eine Teufe von 110 m abgebaut.

Deckgebirge

Perm²⁾

Rotliegendes

Das Rotliegende umfaßt die Ablagerungsbereiche des Wetterau-Beckens und des Spessartschwellenrandes. Das Wetterau-Becken nimmt im Naturpark das Gebiet zwischen der Kinzig und dem Vorspessart ein. Am Schwellenrand kamen die überwiegend grobklastisch ausgebildeten Rodenbach-Schichten zur Ablagerung. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf einen schmalen Streifen zwischen den Quarzit-Glimmerschieferzügen des Vorspessarts und dem Kinzigtal. Westlich von Rodenbach verzahnen sie sich mit den überwiegend feinklastischen, rot gefärbten Bleichenbach-Schichten. Auf der Spessartschwelle selbst befinden sich Vorkommen von Rodenbach-Schichten in lokalen Senken bei Geiselbach, Hofstädten und Omersbach, weitere isolierte Vorkommen liegen bei Bieber und Waldrode (Abb. 5).

Das Rotliegende am nördlichen Schwellenrand wird aus sehr groben Konglomeraten bzw. Breccien und geringmächtigen Sand- und Siltsteinen aufgebaut. Die Mächtigkeit der Abfolge schwankt in Abhängigkeit zur Entfernung

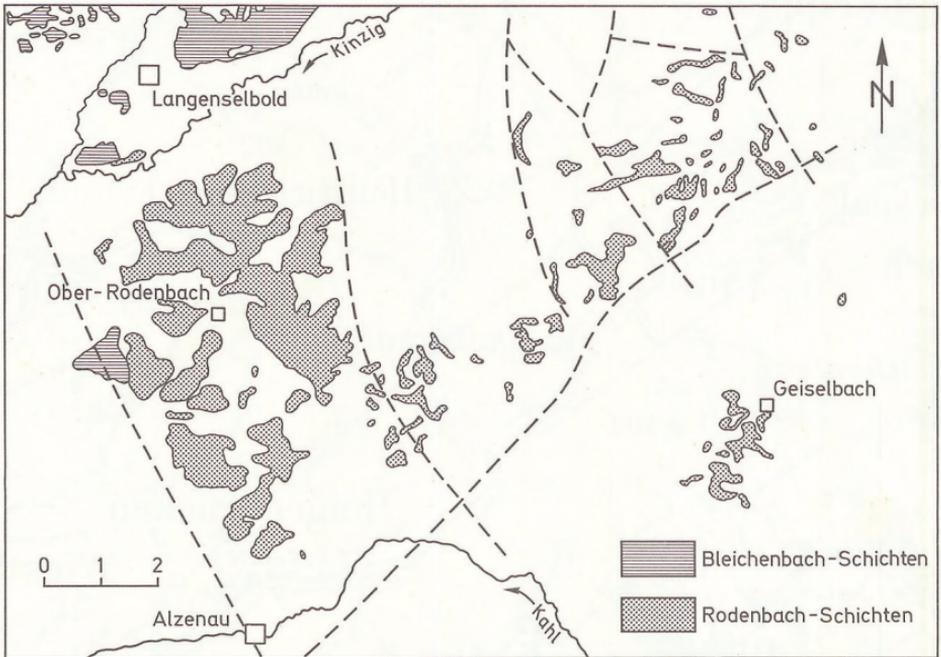


Abb. 5. Verbreitung der Rodenbach-Schichten und Bleichenbach-Schichten (z. T.) am Nordspessart (Ausschnitt aus KOWALCZYK). – Aus KOWALCZYK (1983: Taf. 8).

vom Abtragungsgebiet, übersteigt aber kaum 150 m. Die Konglomerate sind sehr schlecht sortiert und nur undeutlich geschichtet. Sie formen Fächer, die lokal und episodisch von Sand- und Siltsteinen verzweigter Flußsysteme abgelöst werden. Ihr Geröllbestand stammt ausschließlich aus dem nördlichen und mittleren Spessart-Kristallin. Er führt Gerölle aus der Alzenau-, der Geiselbach-, der Mömbris-Formation und dem Rotgneis-Komplex sowie große Rhyolithgerölle, die den Rhyolithen des Spessarts gleichen. Das Rotliegende des Schwellenrandes ist im Oberrodenbacher Hügelland, südlich Langenselbold, in der typischen Ausbildung der Rodenbach-Schichten entwickelt. Diese beginnen, z. B. bei Albstadt, über den Gneisen der Hof-Trages-Formation mit grobem Schutt aus dem Liegenden. Teilweise bilden auch Pelite und Sandsteine ihre Basis. Darüber folgen mächtige Konglomerate mit Rhyolithgeröllen. Diese Ablagerungen sind als Schutt- oder Schlammströme in aridem Klima mit extrem unausgeglichener Niederschlagsverteilung entstanden. Im Lauf der Sedimentation nehmen die Korngrößen ab und der Anteil der Feinkonglomerate und deutlich geschichteten Sandsteine zu. Im unmittelbaren Liegenden des marinen Zechstein überwiegen Sandsteine. Auf ein episodisches Trockenfallen des Ablagerungsraumes weisen teilweise äolisch verfüllte Trockenrißhorizonte in den oberen 20 m der Sedimentfolge bei Altenmittlau hin. Bei Bernbach im Freigericht treten in diesem Abschnitt gut sortierte Sandsteine mit Dolomitlagen auf. Der Übergang zum marinen Zechstein vollzieht sich allmählich und ohne scharfe Grenze, unter Zunahme der Dolomitführung und mit einer Änderung im Geröllspektrum.

Neben Spessartgesteinen treten am Top der Abfolge auch Taunusquarzite auf. Zwischen Rotliegendem und Zechstein liegt keine Diskordanz und kein bedeutender Hiatus vor.

Die vorgenannte Schichtenfolge am Spessartnordrand ist zumindest Teilen der Bleichenbach-Schichten zeitgleich (Abb. 6). Der seitliche Übergang zwischen den Rodenbach- und den Bleichenbach-Schichten vollzieht sich außerordentlich abrupt. Dieser abrupte Übergang erklärt sich aus der Unterschreitung der Fließgrenze durch Verringerung des Wassergehaltes in den Schutt- und Schlammströmen. Aus dem zum Stehen gekommenen Schuttfächer wurde das Feinmaterial ausgespült.

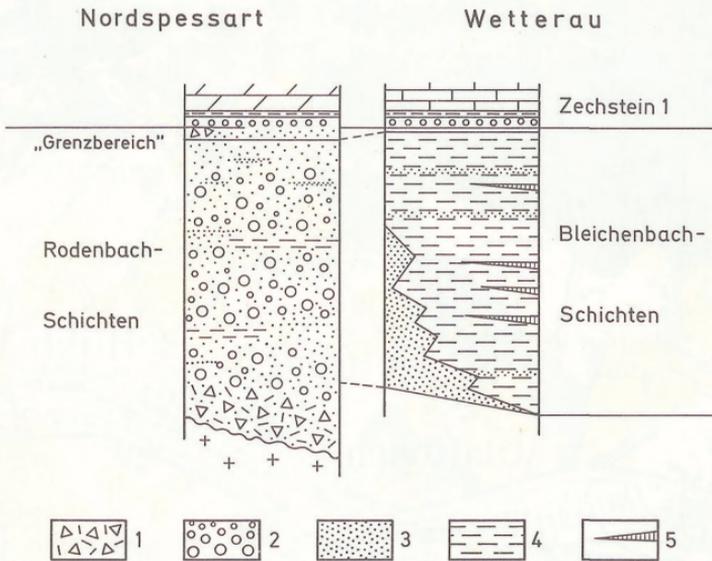


Abb. 6. Lithostratigraphische Gliederung des Rotliegenden am Nordspessart und in der anschließenden Wetterau.

1-Breccien; 2-Konglomerate; 3-Sandsteine; 4-Ton- und Siltsteine; 5-Kalke und dolomitische Mergel (vereinfacht nach KOWALCZYK). – Aus KOWALCZYK (1983: Abb. 26).

Die Schwellenrandsedimente gestatten eine Aussage sowohl über ein vorhandenes Relief, als auch über stattgefundene, differenzierte Bewegungen innerhalb der Schwelle zur Zeit ihrer Ablagerung. Nach einer ersten Heraushebung des Spessarts wurde das Relief unter Kornverfeinerung des abgetragenen Materials ausgeglichen. Eine erneute Heraushebung des mittleren Teils des Spessartkristallins – möglicherweise in Form einer Kippung nach N – führte noch einmal zur Anlieferung grober Konglomerate am Schwellenrand. Im Spessart selbst wurden, infolge zunehmenden Reliefausgleichs, lokale Senken (Becken von Geiselbach) mit Abtragungsmaterial aus der unmittelbaren Umgebung verfüllt. Dieses führt jedoch keine Rhyolithgerölle. Gegen Ende der Rotliegendzeit kommt es offensichtlich zu einer Heraushebung der Quarzit-Glimmerschieferzüge. Ihr Schutt begleitet in Form von Quarzitbreccien die Quarzite in einem nur wenige 100 m breiten Saum.



Abb. 7. Rhyolith-Steinbruch an der Hart-Koppe bei Ober-Sailauf (Rotliegendes). Schlotfüllung. Am linken Bildrand: Glimmerschiefer des Oberproterozoikums (Nebengestein). Hintergrund: Halbzeugenberg (Schwab) mit permo-triassischem Deckgebirge. (Foto: J. LORENZ 1985).

Nördlich der Bieber ist das mindestens 40 m mächtige Rotliegende durch Bergwerksaufschlüsse im Webersfeld bekannt geworden. Es besteht aus feinkörnigen Sandsteinen. Südlich der Bieber wird das mindestens 30 m mächtige Rotliegende aus Breccien und Fanglomeraten gebildet. Die Breccien und Fanglomerate des Liegenden sind durch Verwerfungen gegen Ende der Rotliegendzeit in das Niveau der hangenden, feinkörnigen Sandsteine gelangt.

Vor der Ablagerung der Rodenbach- und Bleichenbach-Schichten drangen im Bereich der Spessart-Schwelle auf NW-SE-streichenden Spaltenzügen bei Rechtenbach (Hirsch-Berg), bei Ober-Sailauf (Hart-Koppe, Reh-Berg, Steingeröll) und bei Eichenberg (Unstert) kieselsäurereiche Schmelzen in Form von Rhyolith auf. Bei dem Vulkanitvorkommen von der Hart-Koppe handelt es sich um eine Schlotfüllung mit Meilerstellung der unvollkommen ausgebildeten Gesteinssäulen, bei dem Vorkommen vom Steingeröll um eine Spaltenfüllung; ersteres wird in einem dreisohligen Steinbruch abgebaut (Abb. 7).

Zechstein

Außer in der Wetterau, ist der Zechstein hauptsächlich am Rande des kristallinen Vorspessarts aufgeschlossen. Hier folgen seine Schichten in einem schmalen Saum der Landstufe des Buntsandsteins und umgeben kragenartig die dieser vorgelagerten Zeugenberge.

Die Bergbautätigkeit auf die Vererzungen des Kupferschiefers, die Eisen- und Manganerzvorkommen im Zechstein-Dolomit und die Anlage großer Steinbrüche für die Rohstoffgewinnung der Kalkwerke förderten schon früh wissenschaftliche Untersuchungen. Die Möglichkeit einer zyklischen Gliederung des Zechsteins im Spessart haben BACKHAUS (1961), DIEDERICH (1962), WEINELT (1965) und PRÜFERT (1969) aufgezeigt. Ein neuerer Einstufungsversuch stammt von PAUL (1985) (Abb. 8). (Die vollständige Angabe der hier verwendeten Autorenzitate siehe in PAUL, J. (1985): Stratigraphie und Fazies des Südwestdeutschen Zechsteins. – Geol. Jb. Hessen, **113**, Wiesbaden).

Das Spessartkristallin besaß bereits im Rotliegenden eine Hochlage. Auch im Zechstein war das Kristallin Schwellengebiet oder ragte zumindest in einigen größeren Inseln über das Meeresniveau hinaus. Ein Kleinrelief war die Folge der unterschiedlichen Verwitterungsresistenz der Metamorphite. Dieses ist für gewisse Faziesunterschiede im Spessart verantwortlich. So keilt z. B. der Kupferschiefer über kleinen Erhebungen, den Flözbergen aus, während er in benachbarten Senken bis über einen Meter mächtig wird und eine z. T. reiche Erzführung aufweist. Der im Hangenden des Kupferschiefers folgende, lokal bis über einen Meter mächtige, laminierte, dolomitische Mergel, wird von PAUL (1985) noch zum Kupferschiefer gestellt, da die Kupferschiefer/Zechsteinkalk-Grenze im gesamten Becken durch das abrupte und wahrscheinlich synchrone Einsetzen der Bioturbation gezogen wird, die den Zusammenbruch der Chemokline andeutet. Der Zechsteinkalk selbst zeigt im Spessart auf Grund des Präzechstein-Reliefs eine große fazielle Vielfalt (PRÜFERT 1969). Das Werra-Karbonat ist als bis zu 40 m mächtiger Dolomit ausgebildet. Der Dolomit ist stark rekristallisiert, sein ursprüngliches Gefüge daher nicht sicher erkennbar. Im mittleren und oberen Teil der Werra-Serie treten Oolithe und Onkolithe auf. Dolomite, mit zahlreichen bis zu 5 cm großen Löchern, die als Rauhwacken bezeichnet werden, sind Indikatoren einer höheren Salinität, da in den Bohrungen diese Löcher häufig noch mit Anhydrit gefüllt sind.

Die Regression des Zechsteinmeeres führte zu einem Trockenfallen, das auch in den weiter von der Schwelle entfernt niedergebrachten Bohrungen noch nachweisbar ist. Der vorher abgelagerte Dolomit wurde intensiv verkarstet. Die Karstschlotten sind mit roten Tonsteinen gefüllt. Über dem verkarsteten Dolomit folgen einige Dezimeter mächtige, graue und rote Mergelsteine und dünnbankige, oolithische Dolomite, die eine erneute Transgression des Zechsteinmeeres andeuten. Eine 15 cm mächtige, gut ausgebildete Caliche beendet die karbonatische Sedimentation des Zechsteins (PAUL 1985). Diese Karbonatkruste zeigt eine erneute Regression an, die den Zechsteinkalk (Ca1) abschließt. Darüber folgen noch über fünf Meter mächtige, violette bis rote Tonsteine mit Schluffsteinen. Sie werden in den A1 bis z6 eingestuft (PAUL 1985) und umfassen demnach noch Teile der Werra-Serie sowie die Staßfurt-, Leine-, Aller-, Ohre- und Friesland-Serie.

In den Schwerspatgruben Neuhütten und Bächlesgrund bei Heigenbrücken waren die Schwellenkarbonate der Werra-Serie (z1) über Quarzdiorit und unter Buntsandsteinüberdeckung aufgeschlossen. Bei der Schwerspatgrube Christiane bei Rechtenbach trafen Bohrungen über 20 m mächtige Zechstein-

1 su	2	Wetterau	Spessart
T3-z4	A1-z6	Tonstein	Tonstein
Ca3	Ca1	Dolomit, onkolithisch bis 2 m	Caliche Dolomit, oolithisch Mergel bis 2 m
		Dolomit, onkolithisch bis 10 m	Fe, Mn
Na1-T3	a	Tonstein bis 25 m	Dolomit bis 40 m
A1		Mergel bis 40 m	
Ca1		Kalkstein bis 10 m	
T1	T1	Kupferschiefer	
Basement		Rotliegendes	Kristallin

Abb. 8. Gliederung des Zechsteins in Wetterau und Spessart. Stratigraphische Einstufung: 1 = nach PRÜFERT (1969), KOWALCZYK & PRÜFERT (1974, 1978), 2 = vorläufige Einstufung und Parallelisierung nach PAUL (1985). Fe, Mn = Eisen-Mangan-Vererzungen, stratigraphische Position schematisiert; Sägelinie = Emersionshorizont. – Aus PAUL (1985: Tab. 1).

sedimente in karbonatischer Schwellenfazies an. Die Bohrung Lichtenau wurde in 58 m mächtigen Zechsteinsedimenten (z2) eingestellt. Diese lagen hier als rotbraun bis violett gefärbte Wechselfolge von Feinsand-, Schluff- und Tonsteinen mit Kalksteinbänkchen (Fränkische Beckenfazies) vor.

Die Zechsteinfauna ist arten- und individuenarm. Es finden sich Foraminiferen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden. Das Fehlen von Riffbildungen über den Untiefen des Spessarts läßt vermuten, daß die Lebensbedingungen in der Lagune ungünstiger waren als im Hauptbecken. Ein herabgesetzter Austausch mit dem Frischwasser des Hauptbeckens führte unter ariden Klimaverhältnissen zu einer höheren Salinität, die offenbar eine Entwicklung stenohaliner Formen nicht zuließ. Zwischen Wetterau und Spessart wurde vermutlich eine für viele Faunengruppen kritische Salinitäts- oder Temperaturgrenze überschritten. Zwischen beiden Sedimentationsräumen ist ein abrupter Fazieswechsel auffällig. In relativ geringer Entfernung kommen kalkig-tonige, fossilreiche Sedimente der Wetterau-Fazies neben fossilarmen bis fossilereeren Dolomiten der Spessart-Schwelle vor.

Bruchtektonische Bahnen bieten Salzwässern weite Wanderwege und veranlassen die Salzwasservorkommen von Großwallstadt, Bad Sodental, Waldaschaff und Bad Orb.

Trias¹⁾

Buntsandstein

Die im Zechstein begonnene Ausbildung eines einheitlichen Sedimentationsbeckens in Mitteleuropa, des Germanischen Beckens, setzte sich im Buntsandstein, der ältesten Abteilung der Trias, fort. Die Ausweitung erfolgte besonders in Richtung der Längsachse nach Südwesten (Abb. 9). Die vor 248 bis 243 Mio. Jahren abgesetzten Buntsandstein-Schichten lagern dabei sowohl konkordant den Zechsteinsedimenten als auch im Bereich der Spessart-Schwelle und weiter nach Süden zu diskordant dem kristallinen Grundgebirgssockel auf. Die Hochgebiete, die damals das Germanische Becken rahmten und das Sedimentationsmaterial lieferten, waren im Osten die Böhmisches Masse, im Südosten der Vindelizische Rücken, im Westen die Gallische Schwelle mit dem Ardennischen Festland. Die Ablagerungen des Buntsandsteins erreichten im Gebiet des heutigen Naturpark Spessart eine Gesamtmächtigkeit zwischen 500 m (am Südwestrand) und 650 m (im Norden, in Bohrung Sterbfritz ca. 655 m). Die Mächtigkeitsverteilung weist auf die paläogeographische Situation hin.

Das Ablagerungsmilieu ist in dem weitgespannten, flachen, meist wasserbedeckten Sedimentationsraum während des Unteren und Mittleren Bunt-

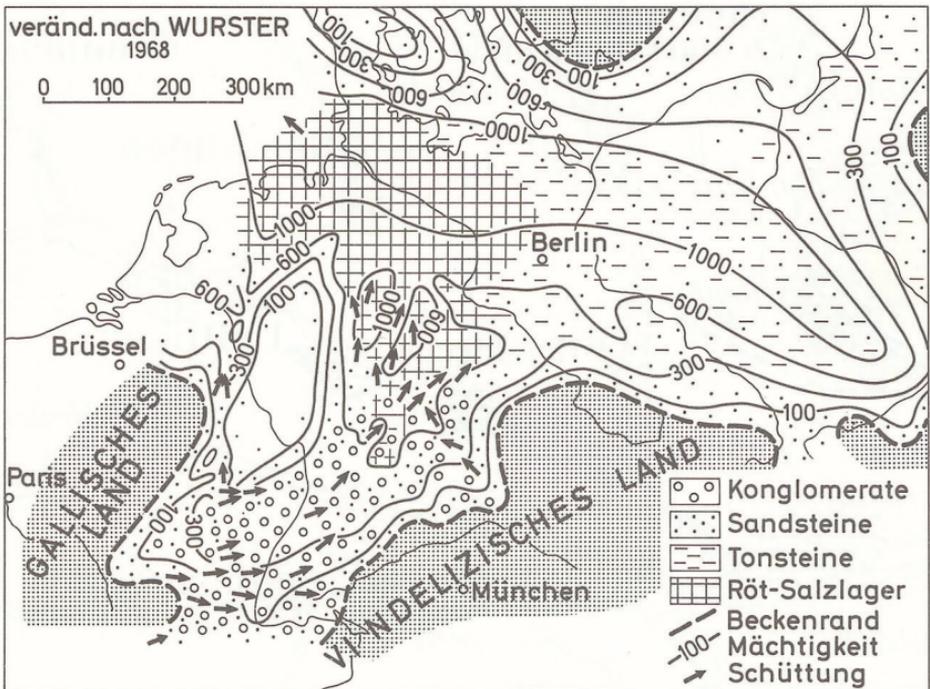


Abb. 9. Paläogeographische Situation Mitteleuropas zur Zeit des Buntsandsteins.

sandsteins von fluviatilen und limnischem, teils auch terrestrischem Charakter, im Oberen Buntsandstein außerdem marin beeinflusst. Der relative Höhenunterschied zwischen Abtragungs- und Sedimentationsgebieten war sehr gering, so daß durch epirogenetische Absenkungen verhältnismäßig große Bereiche auch ingressiv erfaßt werden konnten.

Während der Buntsandsteinzeit herrschten subtropisch-humide bis aride Klimaverhältnisse mit längeren Trockenzeiten, die im Oberen Buntsandstein an Intensität zunahmen, zeit- und stellenweise Gips und Anhydrit, weiter nördlich im Beckenzentrum (Hessische Senke) sogar Steinsalz entstehen ließen. Die primär roten Farben, sekundär durch reduzierende Bedingungen gebleicht, weißlich-grau bis grünlich verfärbt, sind durch den Eisengehalt bedingt und zeugen von den Klimaverhältnissen.

Die lebensfeindlichen Bedingungen förderten die Existenz von Spezialisten. So setzt sich die spärlich überlieferte Fauna ausschließlich aus Resten von Reptilien und Amphibien, Muscheln (*Myophoria*), Brachiopoden (*Lingula*) und Lebensspuren (Fährten v. a. von *Chirotherium*, Wurmsspuren) zusammen; die Flora besteht aus Schachtelhalmen, Farnen, cycadeenartigen Gewächsen und Nadelbäumen (Coniferen).

Zu Beginn des **Unteren Buntsandsteins** klingen die vom Zechstein ererbten räumlichen und faziellen Bedingungen aus. Lediglich die Ton- und Schluffsteine an der Basis dokumentieren noch schwach marines, küstennahes Milieu. Danach bewirken epirogenetische Bewegungen eine stärkere Zufuhr sandigen Verwitterungsmaterials, das sich nach Art von Schwemmfächern weit im Becken verteilt. Das feine Korn bis gegen Ende des Unteren Buntsandsteins zeigt ein sehr einheitliches Sedimentationsbecken mit geringen Reliefunterschieden an. Die im Süden 220 m, im Norden 350 m mächtige Buntsandsteinstufe nimmt etwa die Hälfte des Naturpark Spessart ein und streicht großflächig östlich des Vorspessarts bis etwa zur Linie Bad Orb–Partenstein–Dammbach aus, ansonsten im Sinntal und seinen Nebentälern sowie an den unteren Maintalhängen zwischen Gemünden und Lohr und unterhalb Faulbach.

Die bis 60 m mächtige Bröckelschiefer-Folge rahmt den Kristallin- und Zechsteinausstrich und tritt an den unteren Hängen der benachbarten östlichen Täler zutage. Im unteren Teil dominieren über der stellenweise entwickelten Basalbrekzie bzw. dem Basalkonglomerat dunkelbraune, schluffreiche Tonsteine. Im oberen Teil überwiegen schokoladenfarbene Schluff- und rotbraune, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, die zum Hangenden hin eine z. T. stark eisenimprägnierte Bank abschließt (Rot- oder Brauneisensteinbank). Der Bröckelschiefer wirkt als Sohlschicht der Buntsandstein-Grundwässer, wovon die häufigen Quellen zeugen.

Die im Süden 150 m, im Norden bis 250 m mächtige Gelnhausen-Folge setzt sich aus fein- bis mittelkörnigen, dickbankigen Sandsteinlagen zusammen, die von wenigen dünnen Tonsteinlagen durchzogen sind und in Heigenbrückener Sandstein, ECKscher Geröllsandstein und Unterer Miltenberger Sandstein gegliedert werden. Die nicht sehr häufigen Gerölle des 25–40 m über der Basis liegenden, 25–35 m mächtigen ECKschen Geröllsandsteins,

die im Süden bis 20 mm Durchmesser erreichen und sich etwa auf der Höhe von Bad Orb verlieren, zeugen von einem Materialtransport überwiegend aus Süden. Hinsichtlich der Nutzung ist vor allem der Untere und Obere Miltenberger Sandstein hervorzuheben, der bei Langenprozelten und mainabwärts von Stadtprozelten an den unteren, steilen Maintalhängen von Alters her in teils ausgedehnten Steinbrüchen als Baustein abgebaut wurde. Derzeit ist ein großer Steinbruch bei Kirschfurt erwähnenswert. Am Rande des Vorspessarts wurde auch der Heigenbrückener Sandstein an mehreren Stellen gebrochen.

Die im Süden 50 m, im Nordosten bis 80 m mächtige Salmünster-Folge bauen im unteren Drittel durchgehend fein- bis mittelkörnige Sandsteine des Oberen Miltenberger Sandsteins und darüber eine Wechselfolge mit Tonsteinlagen auf, die häufiger weißliche bis grüngraue Farbtöne aufweist und schwache Quellaustritte bewirkt. Die Sandsteine der Wechselfolge sind auch grobkörnig, stellenweise stärker quarzitisches gebunden und voller Tongallen und -schmitzen.

Zur Zeit des **Mittleren Buntsandsteins** sorgen stärkere epirogenetische Bewegungen für eine Differenzierung des Raums, eine Belebung der Erosion und damit eine Verstärkung der fluviatilen Sedimentation. Davon zeugen vier geröllführende Grottschüttungen, in denen die zyklische Gliederung der im Süden 170 m, im Norden 220 m mächtigen Buntsandsteinstufe begründet ist (SCHWARZMEIER 1985: Der Mittlere Buntsandstein in Kernbohrungen. des Ostspessarts. – *Geologica Bavarica*, **87**: 61–90, München 1985). Die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder schwankt auch kleinräumig in einem gewissen Bereich, wobei allerdings größere Reliefdifferenzen durch das aquatische Ablagerungsmilieu verhindert wurden. Das abwechslungsreiche Sedimentationsgeschehen dokumentieren Schrägschichtung, auf engstem Raum horizontal und vertikal sich oft schnell ändernde Sedimente, schlechte Sortierung der Sandsteine, Gerölle in tonig-schluffigen Lagen und teils massenhafte Anhäufung von Tongallen und -schmitzen in kieselig gebundenen Lagen. Die Körnung der Sandsteine ist generell fein- bis grobkörnig (Abb. 10).

Der Mittlere Buntsandstein nimmt etwa ein Viertel der Naturparkfläche ein und konzentriert sich auf den Bereich östlich der Linie Bad Orb–Partenstein–Großheubach, wo er wegen seiner relativen Härte die höchsten Erhebungen aufbaut. Die tiefe Lage im Schlüchterner Becken sowie im Raum Klingenberg ist auf tektonische Grabenbrüche zurückzuführen.

Die Gesteinsausbildung erlaubt keinerlei überregional bedeutende Nutzung der Sandsteine.

Die drei älteren Einheiten Volpriehausen-Folge, Detfurth-Folge und Hardeggen-Folge, deren Mächtigkeiten in der Legende angeführt sind, stellen Sedimentationszyklen dar. Eine basale Grottschüttung mit Geröllen, im Süden bis 25 mm, nach Norden zu abnehmend bis weniger als den halben Durchmesser, wird von einer etwas kleinerkörnigen, mächtigeren Wechselfolge überlagert (Abb. 10), die bis zu 15% aus Tonsteinlagen aufgebaut sein kann.

Ab einschließlich Felssandstein (oberste Hardeggen-Folge im südlichen Naturpark) deuten sich geänderte Sedimentationsbedingungen an, die in der Solling-Folge klar zutage treten. Während sich im bayerischen Bereich terre-

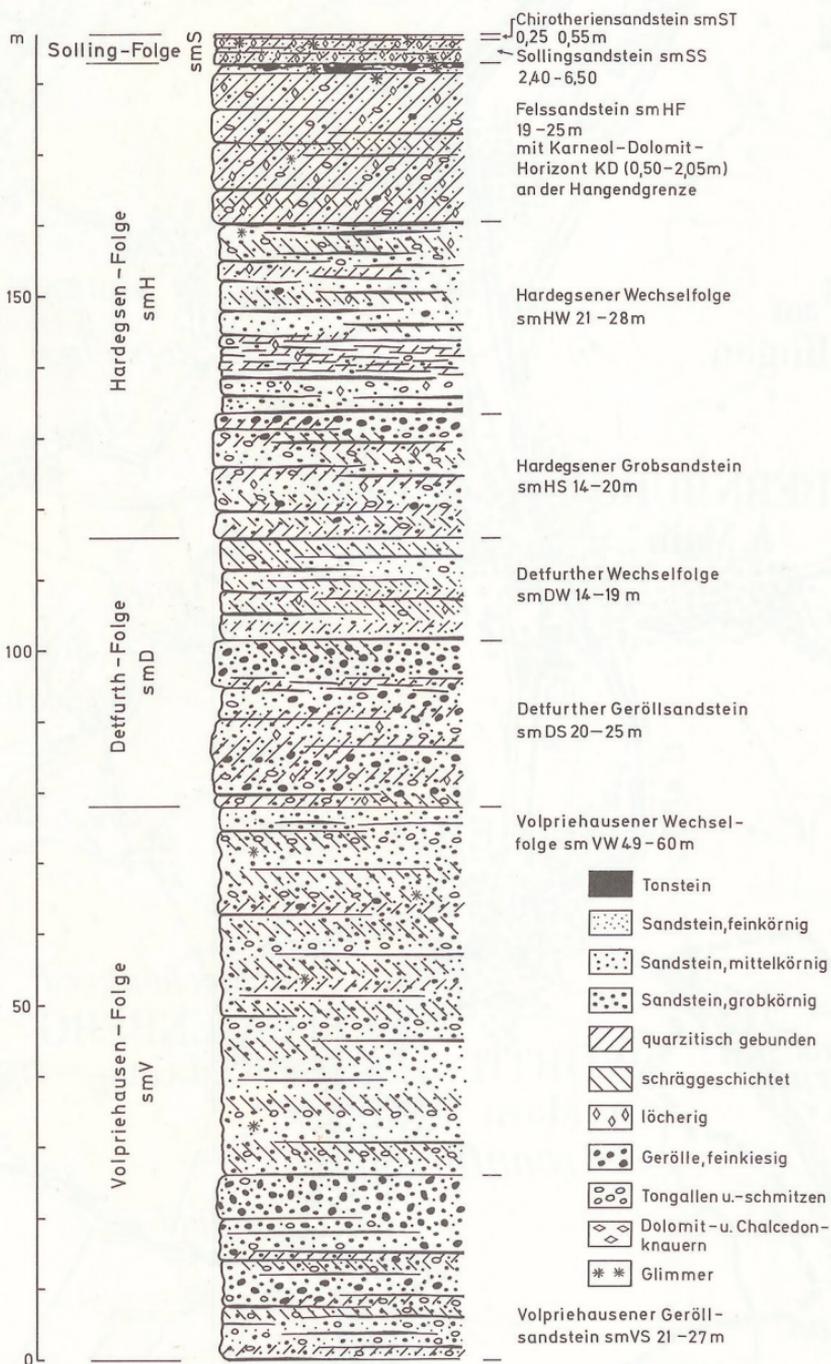


Abb. 10. Normalprofil des Mittleren Buntsandsteins im Raum Lohr a. Main.

strische Einflüsse in Form von Bodenbildungen, Einkieselungen, Chalcedon- und Dolomitkonkretionen in der überwiegend feinkörnigen, nur 2–10 m mächtigen Abfolge stärker äußern (auf der Karte mit der Hardeggen-Folge zusammengefaßt), zeichnen die hessische Fazies bis 35 m mächtige, grobkiesige Gerölle führende, schnell geschüttete Sandsteine aus (auf der Karte eine eigene Einheit). Der Faziesunterschied läßt auf eine Belebung der Spessartschwelle schließen. Eine stärkere Geröllführung kann auch nordöstlich Erlenbach a. Main festgestellt werden. Neben roten Farben treten sehr auffällig violette und grüne Farbtöne auf.

Im **Oberen Buntsandstein** erfuhr das Germanische Becken eine erhebliche Ausweitung nach Süden, und flachmarine Einflüsse machten sich zeitweise stärker bemerkbar. Das Naturparkgebiet lag im Bereich der tonigen, relativ einheitlichen Beckenfazies. Art und Form der insgesamt 85–100 m mächtigen Sedimente lassen auf ein seichtes, zeitweise trockenfallendes, leicht bewegtes Flachwassergebiet schließen, in das der Wind von den wüstenartigen Festländern feinen Sand und lateritischen Staub weit in das Becken hinein wehte.

Die Schichtenfolge bauen abwechselnd Feinsandsteine, teils glimmerführend, teils quarzitisches gebunden, sowie Schluff- und Tonsteine auf. Gemäß dem generellen südöstlichen Fallen bildet sie östlich von Sinn, Main und der Linie Lohr–Stadtprozelten die Hochflächen, taucht südlich Marktheidenfeld im Bereich der Zellinger Mulde sogar bis Mainniveau ab. Bruchtektonisch tiefer gelegt streicht der Obere Buntsandstein im Schlüchtener Becken und im Raum Klingenberg aus.



Abb. 11. Steinbruch im Plattensandstein auf der Hochfläche oberhalb Hasloch.

An der Basis der Schichtenfolge liegen die 1–5 m starken Chirotherien-schiefer (bunte und grüngraue, teils sandige Tonsteine mit Steinsalzpseudo-morphosen). Darüber folgt der 20–30 m mächtige Plattensandstein (bläßvio-lettrote, glimmerreiche, teils dickbankige Feinsandsteine mit rotbraunen Tonsteinlagen). Den oberen Teil bauen braunrote bis violettstichige, feinsandige, teils Gipsschnüre führende Tonsteine (Untere und Obere Röttonsteine, 10–25 m und 30–45 m mächtig) mit zwischengeschalteter, quarzitischer gebundener, 5–10 m starker Sandschüttung (Röt Quarzit) auf, in der Wurzelhorizonte und Reptilienfährten terrestrischen Einfluß belegen.

Zwischen Gemünden und Kreuzwertheim und im Raum Klingenberg zeugen zahllose Steinbrüche von der früheren Beliebtheit des Plattensandsteins als Bausandstein. Ein diesbezüglicher Abbau findet sich heute nur noch in einem kleinen Bruch oberhalb Hasloch (Abb. 11). Im Raum Marktheidenfeld und östlich Schlüchtern werden die Röttonsteine sporadisch in kleinen Gruben als Ziegelrohgut gewonnen.

Muschelkalk

Schon im obersten Buntsandstein kündigen vereinzelte, Muscheln führende Karbonatlagen einen Wechsel im Sedimentationsgeschehen an. Einer stärkeren Landsenkung folgend, überwältigte das Meer ganz allmählich von Norden her auch das heutige Gebiet des Naturparks. Seine Ablagerungen, die vor 243–231 Mio. Jahren zum Absatz kamen, sind im Norden etwa 170 m

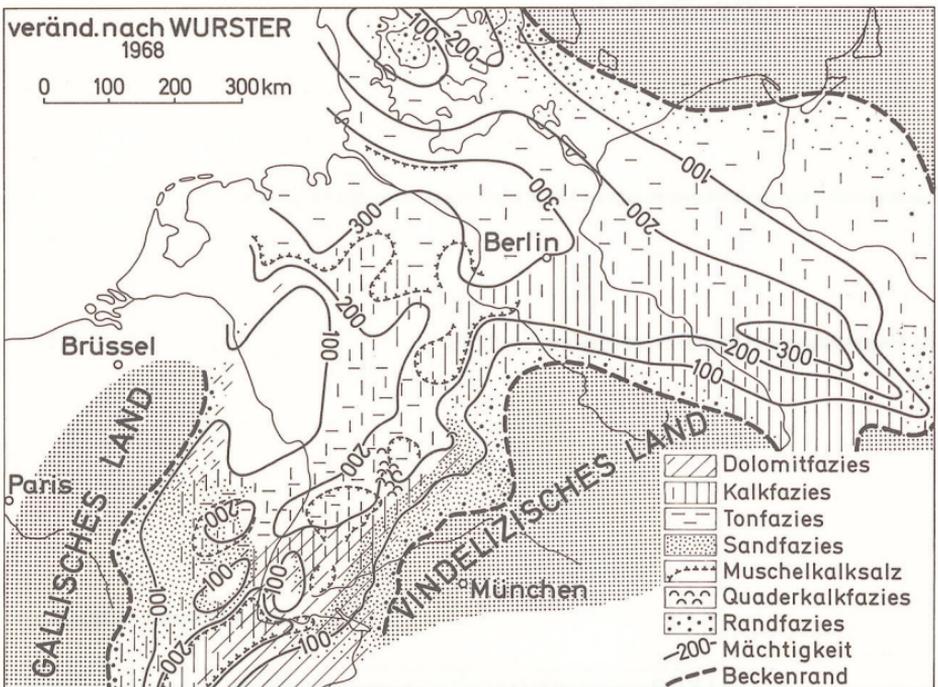


Abb. 12. Paläogeographische Situation Mitteleuropas zur Zeit des Muschelkalks.

mächtig und nehmen nach Südosten auf etwa 220 m zu. Es handelte sich um ein verhältnismäßig flaches Binnenmeer, das im Westen vom Gallischen Festland und im Südosten vom Vindelizischen Landrücken gerahmt wurde (Abb. 12). Das warme Wasser bot vielen Tieren Lebensraum, wie z. B. Meeresschwämmern, Seelilien, Brachiopoden und vor allem Muscheln, Schnecken, Ceratiten sowie Krebsen; ferner Wirbeltieren, wie haiartigen Fischen und marinen Sauriern. Fossilarme oder -freie Schichten, insbesondere im mittleren Muschelkalkabschnitt, wechseln mit fossilreichen ab. In letzteren sind die Schalen oft zu regelrechten „Muschelpflastern“ angehäuft.

Vollständig erhalten ist der Muschelkalk nur in einer kleinen tektonischen Scholle am Ostrand des Schlüchterner Beckens. Ansonsten streicht er lückenhaft im Schlüchterner Becken und nur mit seiner unteren Stufe im Raum Marktheidenfeld aus.

Der gleichmäßig 90–95 m mächtige **Untere Muschelkalk** wird wegen seiner fein- bis grobwelligen, wulstigen bis knolligen Schichtenfolge auch Wellenkalk genannt (Abb. 13). Intraformationelle Konglomerate und oolithische Schillkalksteine (z. B. Terebratel- und Schaumkalkbänke), die im Becken über weite Strecken aushalten, erlauben eine detaillierte Feingliederung (Abb. 14). Der Wellenkalk liefert hervorragendes Schottermaterial zum Wege- und Straßenbau und wird diesbezüglich auch im Schlüchterner Becken an vielen Stellen abgebaut. Die ausgezeichnete Eignung zur Zementherstellung wurde bei Elm bis 1914 genutzt, das Zementwerk Lengfurt südlich Marktheidenfeld gewinnt den Rohstoff hierfür hart jenseits der Naturparkgrenze.

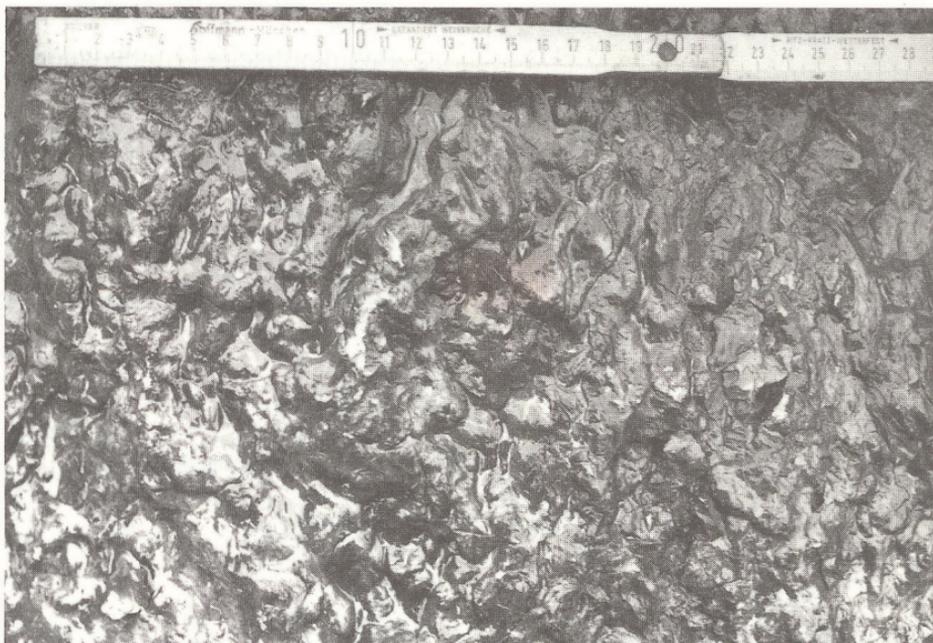


Abb. 13. Naße, wellig-wulstige, typische Oberfläche einer Wellenkalksteinschicht.

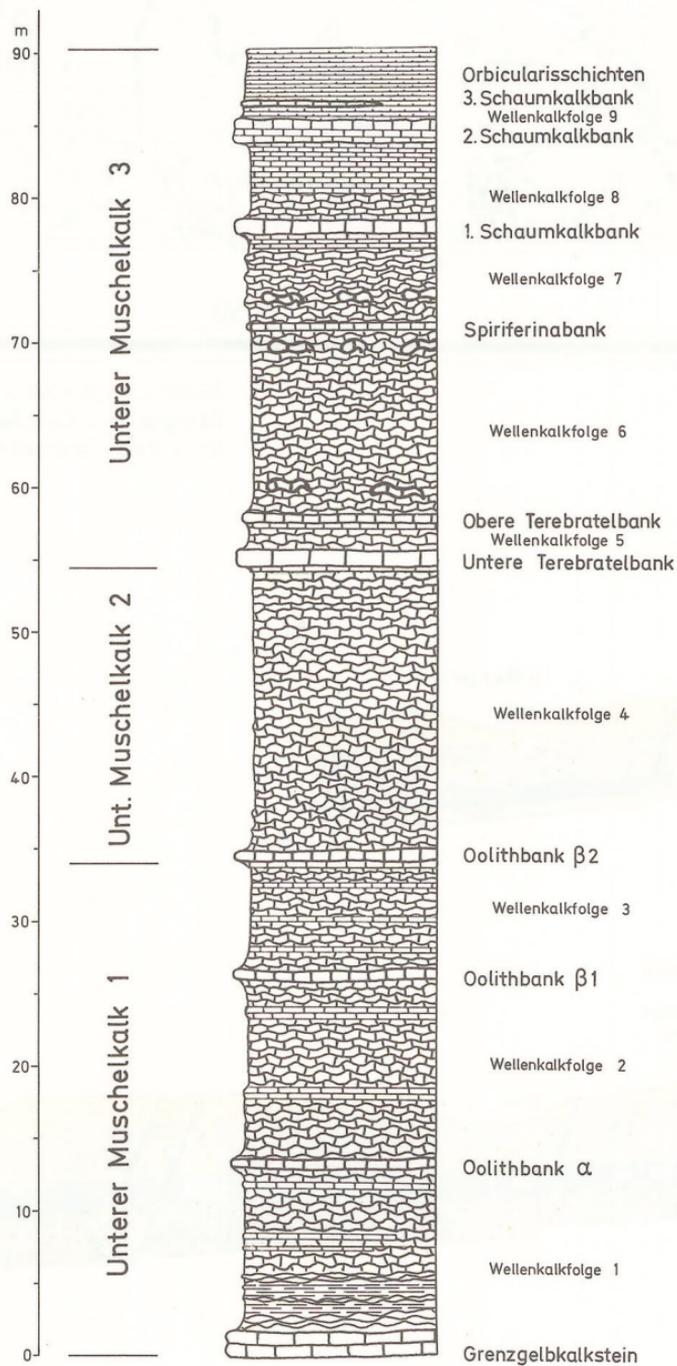


Abb. 14. Normalprofil des Unteren Muschelkalks (Wellenkalks) im Raum Marktheidenfeld.

Zur Zeit des **Mittleren Muschelkalks** war die Verbindung des Binnenmeeres mit dem Weltmeer erheblich eingeschränkt. Im warmen und trockenen Klima verdunstete das Wasser sehr stark, und es wurden vorherrschend dolomitische Sedimente mit Gipslagen abgesetzt. Die geschätzte Mächtigkeit von 25–30 m der wenigen vollständig erhaltenen Vorkommen im Schlüchterner Becken weist auf mögliche Gipsauslaugungen im Anstehenden hin.

Im **Oberen Muschelkalk** (Hauptmuschelkalk) beherrschte das freie Meer mit seinem reichen Tierleben wieder die Szene. Es hinterließ eine im Schlüchterner Becken bis zu etwa 60 m mächtig überlieferte, plattige Abfolge von blaugrauen, dichten Mergelkalksteinlagen mit kristallinkörnigen Schalenkalksteinbänken und mehreren dunklen Tonmergelhorizonten dazwischen. Gegen Ende der Muschelkalkzeit verlandete das Meer, und viele Meerestiere verendeten.

Keuper

Die Verlandung des Meeres schritt im Keuper, vor 231–213 Mio. Jahren, weiter fort, und es verblieb ein mehr oder weniger seichtes Binnenmeer mit mehrfach und stärker oszillierendem Charakter, was bis zu örtlichem Trockenfallen führte. Zeitweilig entstand eine Watt-, Lagunen- oder sumpfige Seelandschaft. Länger anhaltende Regenzeiten und stärkerer Zufluß von Süßwasser ergaben für einzelne Perioden brackisch-marine Gewässer, in denen die Vielfalt der marinen Lebewelt dezimiert wurde. Im binnenmeerähnlichen Milieu setzten sich Tone, mergelige Tonschiefer, Mergel und harte Karbonatlagen ab, während warmer Klimaperioden stellenweise auch Dolomit und salinare Gesteine.

Von der ehemaligen geschlossenen Keuperbedeckung sind am Ostrand des Schlüchterner Beckens nur drei winzige Vorkommen in tektonischen Gräben der späteren Erosion entgangen. Sie gehören dem Unteren und Mittleren Keuper an.

Jura und Kreide¹⁾

Wahrscheinlich herrschte im heutigen Gebiet des Naturparks bis zum Dogger Sedimentation. Hebungen der Spessart-Schwelle haben dafür gesorgt, daß während der langen und intensiven Erosionsphase ab dem Malm die Ablagerungen des Doggers, Lias und große Teile von Trias und Kristallin wieder entfernt wurden.

Tertiär¹⁾

Aus dem Alttertiär sind keine Ablagerungen bekannt. Die intensive Verwitterung muß allerdings bis zum Ende des Miozän weitgehend das heutige Bild, in etwas höherer und verschobener Projektion und ohne die Auswirkungen der Anlage des heutigen Flußnetzes, geschaffen haben. Das Schlüchterner Becken ist während des Miozän tektonisch soweit abgesenkt worden, daß sich, noch vor den vulkanischen Ereignissen, Sedimente ablagern konnten. Der Zeitraum bis zum Miozän ist durch lebhaftere Bruchtektonik geprägt. Die Zerlegung der Spessart-Schwelle durch langgezogene, NW–SE-streichende Verwerfungen setzte sich fort und erfuhr im Jungtertiär ihre endgültige Form.

Miozän

Das Miozän umfaßt den Zeitraum vor 25–5,5 Mio. Jahren. Die sedimentären, bis zu etwa 100 m mächtig erhaltenen Bildungen im Schlüchterner Becken lassen sich in vorwiegend im unteren Teil auftretende sandig-kiesige Schichten und im oberen Teil vorherrschende tonige Schichten gliedern. In die tonigen Schichten sind Sand- und Tufflagen und zahlreiche, bis 6 m mächtige Braunkohlenflöze eingeschaltet (Elmer Braunkohlenstufe), die früher an mehreren Stellen zu Abbaueversuchen führten. Die Abbaue wurden wegen Unwirtschaftlichkeit immer wieder eingestellt.

Die stark wechselnde Mächtigkeit der tertiären Sedimente im Liegenden der Basalte ist sowohl auf wechselhaftes Sedimentationsgeschehen als auch auf unterschiedliche Abtragung vor Bildung der Basaltdecken zurückzuführen. Die basaltischen Decken liegen einem Paläorelief aus Buntsandstein, Muschelkalk und Miozän auf. Als zwischenbasaltische Lagen kamen immer wieder Tone, Tuffe, Braunkohlen und quarzitisches Sandsteine zum Absatz.

Nördlich und östlich Klingenberg sind zwei hochwertige Tonvorkommen in zwei winzigen Grabenschollen der Erosion entgangen. Im östlichen werden heute noch Tone für die Herstellung von Bleistiften und hochfeuerfesten Spezialartikeln bergmännisch abgebaut.

Pliozän

Durch Hebung der Vulkanregion (Rhön, Vogelsberg) und der Spessart-Schwelle bei gleichzeitiger Absenkung des Oberrheingrabens wurde im Pliozän die Erosion stark angeregt. Das Entwässerungsnetz zum Oberrheingraben erfaßte das gesamte Naturparkgebiet, das im Altpliozän noch einer Rumpffläche mit weichen morphologischen Formen glich, im Jungpliozän durch die allmähliche Zertalung jedoch bereits die Urform des jetzigen Talnetzes annahm.

Zeugnisse dieser fluviatilen Phase sind im Rhein-Main-Gebiet bis über 50 m mächtige Sande, Kiese, Schluffe und Tone mit dünnen Braunkohlenflözen, die zwischen Kinzig und Vorspessart in Terrassenresten überliefert sind.

Auch vom Maintal und einigen größeren Nebentälern sind pliozäne Schottereste und morphologische Niveaus bekannt (Abb. 15). An der Wende Tertiär/Quartär zapft der „Aschaffenburger Urmain“ den „Bamberger Urmain“, den Oberlauf eines nach Süden entwässernden Flusses an. Die Geschichte des heutigen Mains nimmt damit ihren Anfang.

Quartär¹⁾

In der jüngsten Formation der Erdgeschichte, dem 2,5 Mio. Jahre alten Quartär, wurde das heutige Landschaftsbild geschaffen.

Pleistozän

Das Gebiet des Naturpark Spessart gehörte im Pleistozän dem eisfreien, periglazialen Bereich an. Es lag ziemlich genau in der Mitte zwischen den Gletschern der Alpen und den bis Norddeutschland vorgedrungenen Eismas-

sen Skandinaviens. Es kann angenommen werden, daß sich an der Pliozän/Pleistozän-Wende kein radikaler Klimawechsel vollzog, sondern daß die vom Pliozän ererbten Klimaverhältnisse auch das Ältestpleistozän, das etwa 1,7 Mio. Jahre dauerte, bestimmten. Ab dem Altpleistozän ist in den Kaltzeiten periglaziales Tundrenklima belegt.

Ausräumung und Vertiefung seines Tales führt der nun aus dem Fichtelgebirge kommende Main verstärkt fort. Motor dafür war in erster Linie die Erhöhung der Reliefenergie durch tektonische Absenkungen im Rhein-Main-Gebiet, daneben auch bereits differenzierte Klimaverhältnisse, die ab dem Altpleistozän immer extremer wurden. Man kann die pleistozäne Entwicklung des Flusses oberhalb der bei Miltenberg den Main querenden kräftigen Bruchtektonik, die für die altpleistozäne Taleintiefung das Scharnier darstellt, in drei große Abschnitte unterteilen (Abb. 15): Einer sukzessiven Taleintiefung bis etwa 50 m über heutigem Main mit der Anlage und/oder Eintiefung von Mäandern (Umlauftäler von Wernfeld, Lohr, Hafenlohr, Kreuzwertheim und Faulbach) und der Ablagerung der Hauptterrassenschotter im Ältestpleistozän (Villafranca-Komplex) folgen im Altpleistozän eine Tiefenerosion (altpleistozäne Taleintiefung) bis etwa heutiges Mainniveau (wobei die Mäander durchstoßen wurden) mit anschließender mächtiger Verfüllung (Cromer-Komplex, stellenweise bis über 30 m mächtig) und bis einschließlich Jungpleisto-

Holo zän			Auen - (Hochwasser-) bildungen : Aufschüttung max. von 1 m unter Mainwasserspiegel bis 6 m ü. Main Eintiefung bis etwa heutiges Niveau
Pleistozän	Jung-pleistozän	Würm-Kaltzeit	Niederterrassen : Aufschüttung max. von 4 m unter Mainwasserspiegel (2,50m unter Mainsohle) bis 12m ü. Main Eintiefung bis 2,50m unter Main mit Terrassenkante 7-11m ü. Main
		Riß/Würm-Warmzeit	
	Mittel-pleistozän	Riß-Kaltzeit	Mittelterrassen (20-25 m ü. Main) mit Terrassenkante bei 20 m ü. Main
		Mindel/Riß-Warmzeit	
	Alt-pleistozän	Mindel-Kaltzeit	E-Terrasse mit Terrassenkanten bei zwischen 25 m u. 30 m ü. Main
			Cromer-Komplex : Aufschüttung von heutigem Mainniveau bis 50 m ü. Main kräftige Eintiefung bis etwa heutiges Mainniveau und Verwitterung
Günz-Kaltzeit		Villafranca-Komplex : unteres Niveau 185-200 m ü. NN (40-50 m ü. Main) mittleres Niveau 200-220 m ü. NN (50-70 m ü. Main) oberes Niveau 220-250 m ü. NN (70-100 m ü. Main) schrittweise Eintiefung des Mains mit Terrassenkanten und Aufschüttung der Hauptterrassen	
Ältest-pleistozän	mehrere, durch Warmzeiten getrennte Kaltzeiten	<u> </u> Anschluß des „Bamberger Urains“ an den <u> </u>	
Pliozän	Ober-pleozän	„Hauptgäufäche“ (290-310 m ü. NN) „Obere Gäufäche“ (330-340 m ü. NN)	„Aschaffener Urmain“ „Arvernensiszeit“ „Wernfelder Schotter“ (275-280 m ü. NN) Anschluß des „Uraisch“-Systems westl. der Keuper-Landstufe an den „Aschaffener Urmain“ „Aschaffener Urmain“
	Unter-pleozän		„Uraisch“ Sarmato-Pontische Altfläche

Abb. 15. Plio-pleistozäne Zeittafel des Mains für den Raum Lohr a. Main.

zän ein wiederholtes Einschneiden und Akkumulieren des Flusses (E-Terrasse, Mittelterrassen), wobei der Abschnitt der letzten Warm- und Kaltzeit (Niederterrassen) markant ausgeprägt ist. Im Mittelmaingebiet ist im oberen Cromer-Komplex ein charakteristischer dunkelgrauer bis schwarzer Ton- und Torfhorizont eingeschaltet, der bei Faulbach bis zu 8 m mächtig angetroffen wurde. Auf der Karte ist der Abschnitt bis einschließlich Mittelterrassen unter Mittel- und altpleistozäne Terrassen zusammengefaßt.

Unterhalb von Miltenberg liegen die ältestpleistozänen Ablagerungen (Villafranca-Komplex) an der Basis des Mainquartärs, dessen Gesamtmächtigkeit im Aschaffener Becken bis zu 60 m beträgt.

Die Kinzig hat eine ähnliche Entwicklung genommen. Auch die größeren Zuflüsse des Main, wie Saale, Sinn, Hafenlohr und Elsave, sind notgedrungen dem Hauptfluß gefolgt, wovon hochliegende Ablagerungen und morphologische Niveaus zeugen.

Im Periglazialbereich haben das wiederholte Auftauen und Gefrieren des Bodens bereits bei relativ geringen Hangneigungen zu Solifluktionvorgängen geführt. Da die altpleistozäne Taleintiefung bis zum heutigen Mainniveau reichte, also bereits damals ein kräftiges Relief geschaffen wurde, stand für die Bildung der teils ansehnlichen Fließerdedecken und Schuttmassen an den Hängen der tiefen Täler ein relativ langer Zeitraum mit drei Kaltzeiten zur Verfügung. Insbesondere während der Kaltzeiten haben sich unterhalb des Ausstrichs harter Gesteine (z. B. Felssandstein, Basalte) örtlich Felsenmeere gebildet. Ein Phänomen stellen im Schlüchterner Becken (z. B. bei Bellings und Elm) ausgedehnte Rutschmassen aus Muschelkalk dar, die auf den tonigen Schichten des Oberen Buntsandsteins bis über 500 m weit abgetruffet sein können.

In den Kaltzeiten, vor allem in der Riß- und insbesondere Würm-Kaltzeit, haben Westwinde in geschützten Bereichen Löß abgesetzt. Ausgedehnte Lößdecken finden sich zwischen Kinzig und Vorspessart, im Raum Aschaffenburg, südlich davon bis Klingenberg sowie östlich Gemünden und bei Marktweidenfeld, am Rande der Mainfränkischen Platten. Ansehnliche Flugsandfelder, teils mit Dünen, wurden zwischen Kinzig und Vorspessart sowie am Untermain abgesetzt.

Holozän

Natürliche Bildungen der letzten 10 000 Jahre sind Talfüllungen, Schuttkegel und Schwemmfächer der Nebentäler, Hangschutt und Hanglehm. Größere Eingriffe des Menschen stellen der Bau der Autobahn A3 Frankfurt-Würzburg, der Bau der DB-Schnellbahnstrecke Würzburg-Hannover und einige Halden großer Steinbrüche dar.

1) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe DR. JOSEF SCHWARZMEIER, Bayerisches Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen, Rosenkavalierplatz 2, D-80925 München.

2) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe DR. WINFRIED WEINELT, Bayersdorferstraße 8, D-80637 München.