

Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus

Von

DETLEF MARELL

Mit 57 Abbildungen und 2 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb
Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1989

Geol. Abb. Hessen	89	128 S.	57 Abb.	2 Tab.	Wiesbaden 1989
-------------------	-----------	--------	---------	--------	----------------

ISSN 0341-4043

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- 1: JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg-Frankenberg-Borken. 1950. 87 S., 8 Abb., 10 Taf., vergriffen.
- 2: SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300 000. 1954. 288 S., 25 Abb., 60 Tab., 15 Taf., vergriffen.
- 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 14 Abb., 2 Taf., DM 5,-.
- 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf., DM 7,50.
- 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im Rheinischen Devon. 1953. 156 S., 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf., DM 20,-.
- 6: SIMON, K.: Schrittweises Kern- und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 19 Abb., 3 Taf., DM 7,-.
- 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Abb., 3 Taf., DM 6,-.
- 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab., DM 12,50.
- 9: RABIEN, A.: Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf., DM 17,-.
- 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 8 Abb., 4 Taf., DM 8,-.
- 11: STREMMER, H.E.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmler der Rheinebene. 1955. 79 S., 35 Abb., 28 Tab., 3 Taf., DM 7,-.
- 12: v. STETTEN, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf., DM 5,50.
- 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf., DM 12,-.
- 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf., DM 12,60.
- 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf., DM 18,60.
- 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., DM 7,-.
- 17: SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel), zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollusken-Fauna. 1956. 47 S., 7 Abb., 6 Taf., DM 5,-.
- 18: BDERKE, E., u. a.: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab., DM 13,-.
- 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des reno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon / Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf., DM 8,-.
- 20: PILGER, A., & SCHMIDT, W.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 1 Tab., 8 Taf., DM 9,80.
- 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf., DM 30,-.
- 22: BISCHOFF, G., & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf., DM 20,-.
- 23: ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb., DM 8,-.
- 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab., DM 14,-.
- 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf., DM 20,-.
- 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf., DM 10,-.
- 27: JUX, U., & PFLUG, H. D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzkvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf., DM 5,60.
- 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf., DM 15,-.
- 29: BAUER, G., u. a.: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. 1960. 363 S., 85 Abb., 10 Tab., 22 Taf., DM 36,-.
- 30: BURRE, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf., DM 8,60.

Geologische Abhandlungen Hessen
Band 89

**Das Rotliegende zwischen Odenwald
und Taunus**

Von

DETLEF MARELL

Mit 57 Abbildungen und 2 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1989

Geol. Abh. Hessen	89	128 S.	57 Abb.	2 Tab.	Wiesbaden 1989
-------------------	-----------	--------	---------	--------	----------------

ISSN 0341-4043

Schriftleitung

Dr. JOE-DIETRICH THEWS, HARTMUT POSCHWITZ
Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1989
Printed in Germany

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without written permission from the publisher.

Kurzfassung: Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus im Übergangsbereich zwischen Saar-Nahe- und Wetterau-Trog, dem südlichen Abschnitt des Hessischen Troges (KOWALCZYK 1983), wird mit lithostratigraphischen Methoden neu gegliedert. Die Schichtenfolge erreicht im oberflächennahen Verbreitungsgebiet am nördlichen Odenwaldrand, dem sogenannten ‚Sprendlinger Horst‘, eine Gesamtmächtigkeit von ca. 250 m. Sie besteht im unteren Teil aus rotbraun gefärbten, feldspatreichen Sandsteinen und Konglomeraten, die im Milieu verzweigter und mäandrierender Flußsysteme abgelagert wurden (Langen-Schichten, unterer Abschn.). Im oberen Teil ist sie feinklastisch entwickelt und durch Wechsellagerungen von Silt- und Feinsandsteinen gekennzeichnet (Langen-Schichten, oberer Abschn.); das veränderte Sedimentationsmilieu entspricht dem einer Playa. Verbunden mit dem Fazieswechsel treten charakteristische biogene Kalke auf (Stromatolithe und Onkolithe), die jedoch wegen ihrer geringen lateralen Beständigkeit nicht zur Festlegung einer lithostratigraphischen Grenze geeignet sind.

Im SE Verbreitungsgebiet des Sprendlinger Horstes, etwa im Bereich des tertiären Gersprenzgrabens, kam es aufgrund tektonischer Ereignisse zur Ausbildung einer vom Hauptablagerungsraum teilweise getrennten Sedimentationsbucht, in der als laterale Vertretung der Langen-Schichten die faziell abweichenden, grauviolett gefärbten Roßdorf-Schichten als überwiegend fluviatil sedimentierte Basiseinheit und die überlagernden feinklastischen Dieburg-Schichten als Playa-Sedimente gesondert ausgehalten werden können.

Die fluviatilen Sequenzen beider Schichtenfolgen verzahnen sich in der Nähe zur Odenwald-Schwelle mit den Moret-Schichten, die als zugehörige Randfazies von Schutt- und Schwemmfächer-sedimenten aufgebaut werden.

Alle genannten lithologischen Einheiten wurden zeitlich erst während oder nach dem Einsetzen des basischen Vulkanismus abgelagert und sind somit dem höheren Rotliegenden zuzuordnen. Sie können anhand petrographischer und sedimentologischer Kriterien mit den Schöneck-, Bleichenbach- und Rodenbach-Schichten im Wetterau-Trog (KOWALCZYK 1983) und der Nahe-Gruppe im Saar-Nahe-Gebiet (ATZBACH & SCHWAB 1971) korreliert werden. Danach und nach den Ergebnissen der Bearbeitung einer im nördlichen Oberrheingraben bis ins Kristallin niedergebrachten Tiefbohrung (Brg. Weiterstadt 1 der BEB, Hannover), in der unterhalb einer ca. 400 m mächtigen Abfolge des höheren Rotliegenden eine 315 m mächtige oberkarbonische Schichtenfolge durchteuft wurde, kann die paläogeographische Entwicklung des Untersuchungsgebietes wie folgt rekonstruiert werden:

Oberkarbonablagerungen, vermutlich Westfal, können im NE des Saar-Nahe-Troges bis in den Bereich des heutigen Oberrheingrabens hin nachgewiesen werden. Zwischen Taunus und Odenwald verlief dagegen eine Schwellenregion, die bis zum tieferen Rotliegenden als Barriere zum NE anschließenden Wetterau-Trog wirkte. Die Ausbildung dieser Schwelle und die spätere Absenkung des Gebietes sind unter anderem auf Bewegungen entlang N-S-streichender Strukturelemente zurückzuführen, die mit hoher Wahrscheinlichkeit als Scherbrüche bei der variscischen Gebirgsbildung entstanden und bereits die geotektonische Schwächezone vorzeichneten, der der spätere Rheingrabenabbruch folgte. Aus dem Inhalt und der geographischen Verbreitung der permokarbonischen Molasse ergeben sich darüber hinaus auch Hinweise auf rotliegendzeitliche horizontale Differentialbewegungen.

Abstract: The Rotliegend-sequence at the northern margin of the Odenwald-Mountains (‚Sprendlinger Horst‘) is revised by lithostratigraphical methods. The succession with a total thickness of about 250 m is built up in the lower part of reddish sandstones and conglomerates which have been deposited in the fluvial environment of braided and meandering rivers (Langen - formation, lower part). In the upper part alternate bedding of siltstones and fine-grained sandstones dominates (Langen - formation, upper part) which represents the sedimentary environment of a playa. Between these two units a clear stratigraphical boundary cannot be defined.

Due to tectonic events in the southeast of the Sprendlinger Horst, in the area of the Tertiary Gersprenzgraben, a small sedimentary basin developed, partly separated from the main depocenter. In this smaller basin, the lower part of the Langen-formation is substituted laterally by the Roßdorf - formation as the lower sedimentary unit, while the upper part is substituted by the Dieburg - formation as the younger Rotliegend-sequence.

Near the Odenwald-ridge the fluvial sequences of both series (Roßdorf-fm., lower part of the Langen-fm.) interfinger with the Moret - formation which constitute very coarse clastic deposits in alluvial fan facies.

All lithostratigraphical units have been deposited contemporaneously to or following the beginning of the local basaltic Rotliegend-volcanism. Therefore, they have to be arranged to the Upper Rotliegend.

Paleogeographically, the investigated area represents the transition from the Saar-Nahe- to the Hessian-Trough. The Rotliegend sediments of the Spremlinger Horst can be correlated by petrographical and sedimentological criteria with the Schöneck-, Bleichenbach- and Rodenbach-formation (KOWALCZYK 1983) in the Wetterau-Trough and with the Nahe-Group (ATZBACH & SCHWAB 1971) in the Saar-Nahe-Basin.

From the region of the northern Rhinegraben, the character of the Permo-Carboniferous succession is presented by the well ,Weiterstadt 1' (BEB, Hannover). Below a cover of Quarternary and Tertiary sediments the well penetrated a sequence of the Upper Rotliegend with a thickness of about 400 m. This sequence is underlain by a Upper Carboniferous succession with a thickness of 315 m above the crystalline basement.

The results of the analysis allow the reconstruction of the paleogeographical and structural development of this area:

Northeast of the Saar-Nahe-Basin Carboniferous deposits, probably Westphalian, can be recorded as far as the Rhinegraben area. North of the Odenwald-Mts. a ridge existed up to the Lower Rotliegend which (partly) separated the Wetterau-Trough from the Saar-Nahe-Trough. The development of the ridge and the subsequent subsidences of this region are due to tectonic movements along N-S-striking faults which probably originated as shear zones during the Variscan orogeny. They represent a geotectonic zone of weakness which lead to the initiation of the Rhinegraben already at this time. Moreover, the composition and the geographical distribution of the Permo-Carboniferous molasse-sediments indicate the activity of strike-slip movements along the above mentioned shear zones during Rotliegend-time.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	6
1.1. Paläogeographische Situation	6
2. Untersuchungsgebiet	8
3. Datengrundlagen und methodischer Ansatz	10
4. Gliederung des Rotliegenden im Sprendlinger Horst	11
4.1. Bisherige Gliederungen und historischer Abriß	11
4.2. Neugliederung	12
5. Die Rotliegend-Einheiten im Sprendlinger Horst	17
5.1. Moret-Schichten	17
5.1.1. Schichtenfolge	20
5.1.2. Petrographie	26
5.1.3. Saure Vulkanite	28
5.2. Langen-Schichten	29
5.2.1. Basalte	31
5.2.2. Schichtenfolge	33
5.2.2.1. Unterer Abschnitt	33
5.2.2.2.1. Karbonate	43
5.2.2.2.2. Bohrung Kaiser Friedrich Quelle IV (9)	47
5.2.3. Petrographie	49
5.3. Roßdorf-Schichten	51
5.3.1. Schichtenfolge	52
5.3.2. Petrographie	56
5.4. Dieburg-Schichten	58
5.4.1. Schichtenfolge	58
5.4.2. Petrographie	62
6. Weiterführende petrographische Untersuchungen	62
6.1. Schwermineralanalysen	62
6.2. Pyroklastika	66
7. Nachbarvorkommen	72
7.1. Bohrung Weiterstadt 1 der BEB	72
7.1.1. Schichtenfolge	72
7.1.1.1. Rotliegendes	72
7.1.1.2. Oberkarbon	75
7.1.2. Sedimentpetrographie	78
7.1.3. Stratigraphie	80
7.1.3.1. Rotliegendes	80
7.1.3.2. Oberkarbon	80
7.2. Rotliegendes bei Hofheim / Taunus	86
7.3. Zechsteinvorkommen	87
7.4. Bohrung Groß-Wallstadt der Kaiser Friedrich Quelle AG	87
8. Korrelation mit benachbarten Rotliegend-Ablagerungsräumen	89
8.1. Höheres Rotliegendes	90
8.2. Tieferes Rotliegendes und Oberkarbon	98
9. Paläogeographische und strukturelle Entwicklung	101
9.1. Oberkarbon und tieferes Rotliegendes	102
9.2. Höheres Rotliegendes	105
10. Verzeichnis der Bohrungen und Aufschlüsse	114
11. Schriftenverzeichnis	120

1. Einleitung

Die permokarbonische Molassesedimentation S des Rheinischen Schiefergebirges ist in den letzten Jahrzehnten aus wissenschaftlichen und wirtschaftlichen Gründen Gegenstand intensiver Forschung. Die Neubearbeitung des Rotliegenden setzte im Bereich des Saar-Nahe-Teiltrogs mit FALKE (zuletzt 1974) ein und wurde mit der Einführung sedimentologischer, radiometrischer, bio- und tephrostratigraphischer Arbeitsmethoden fortgeführt (LORENZ 1973, STAPF & STRACK 1980, SCHÄFER 1980, 1986, STRACK & STAPF 1980, BOY & FICHTER 1982, STAPF 1982, MINNING & LORENZ 1983, LIPPOLT & HESS 1983, u.a.). Auch für den Bereich des Hessischen Teiltrogs in der Wetterau liegt eine geschlossene Darstellung des geologischen und strukturellen Werdegangs im Permokarbon vor (KOWALCZYK 1983).

Eine Verknüpfung der stratigraphischen Einheiten beider Teiltroge ist dennoch nicht mit ausreichender Zuverlässigkeit möglich gewesen, da die permokarbonischen Vorkommen im geographisch vermittelnden Gebiet zwischen Odenwald und Taunus von diesen Untersuchungen ausgenommen waren. Diese Lücke zu schließen und damit die Möglichkeit einer Rekonstruktion der permokarbonischen Beckenentwicklung des gesamten Raums zu eröffnen, war Zielsetzung dieser Arbeit.

Unter dem Aspekt der Anbindung an die Rotliegend-Verbreitungsgebiete im Wetterau- und Saar-Nahe-Trog wurden neben den oberflächennahen Vorkommen zwischen Taunus und Odenwald u.a. auch die permokarbonischen Gesteinsserien einer im nördlichen Oberrheingraben bis ins kristalline Basement niedergebrachten Tiefbohrung der BEB, Hannover, und einer Mineralwasserschließungsbohrung der Kaiser Friedrich Quelle AG in Offenbach bearbeitet.

Da zum Zweck der Korrelation der verschiedenen Schichtenfolgen petrographische Kriterien nur in beschränktem Umfang herangezogen werden können, wurde der Schwerpunkt der Bearbeitung auf die Untersuchung der sedimentologischen Ausbildung der Rotliegendfolge als Ausdruck der strukturellen Beckenentwicklung und der klimatischen Einflüsse gelegt.

Dank: Die vorliegende Arbeit knüpft inhaltlich an die in den letzten Jahren von Prof. Dr. G. KOWALCZYK, Frankfurt a.M., durchgeführten Untersuchungen des Rotliegenden am Spessart und in der Wetterau an. Für die Vergabe des Themas und seine vielfältige Förderung der Arbeit danke ich ihm sehr herzlich. Mein besonderer Dank gilt darüber hinaus der Brigitta und Elwerath Betriebsführungsgesellschaft (BEB), Hannover, der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), Bonn, der Kaiser Friedrich Quelle AG, Offenbach, der Wintershall AG, Kassel, dem Zweckverband Abfallverwertung Südhessen, Darmstadt und den Herren Prof. Dr. E. PLEIN, Dr. K.R.G. STAPF, Dr. H. JOHANNING.

Ihnen allen und auch den Ungenannten, die zum Abschluß dieser Arbeit beigetragen haben, danke ich sehr.

1.1. Paläogeographische Situation

Das Untersuchungsgebiet entspricht paläogeographisch dem südlichen Abschnitt des Hessischen Troges (KOWALCZYK 1983; Abb. 1) im Übergangsbereich zum SW anschließenden Rotliegend-Ablagerungsraum des Saar-Nahe-Gebietes. Dieser Saar-Nahe-Hessischer-Trog (FALKE 1971), der sich an der Grenze Rhenohertzynikum / Saxothuringikum einsenkte, bildete das größte (zeitweise) zusammenhängende, permokarbonische Molassebecken der

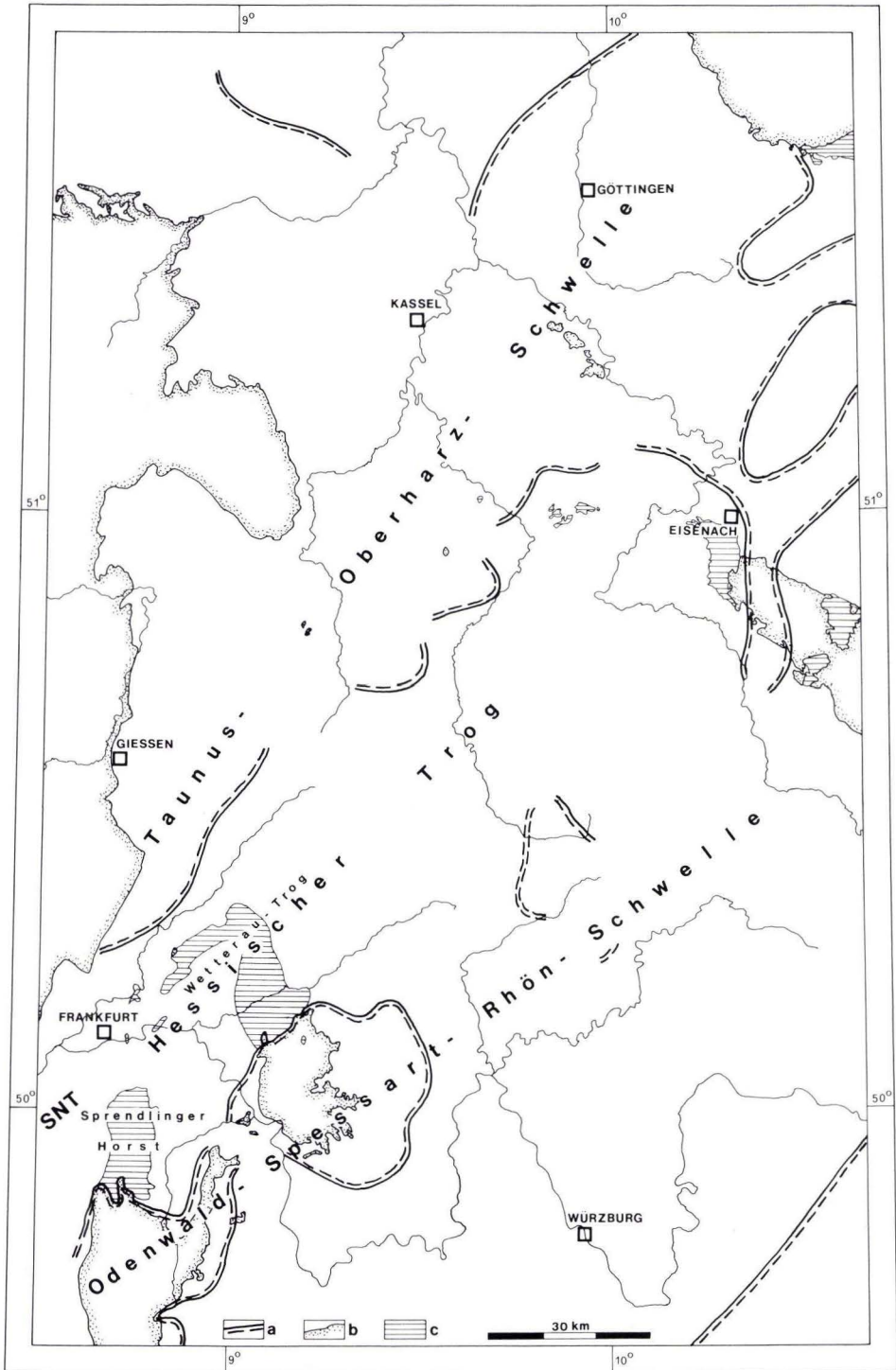


Abb. 1. Paläogeographische Übersicht (z. T. nach KULICK et al. 1984).

a – Schwellen und Tröge im höheren Rotliegenden; b – Grenzen des zutage tretenden Präperms;
 c – zutagetretendes Rotliegendes; SNT – Saar-Nahe-Trog.

zahlreichen intramontanen, durch Schwellenzüge getrennten Senken im Bereich der mitteleuropäischen Rotliegend-Zentralprovinz (FALKE 1974b).

Dem Streichen des Variscischen Gebirges folgend, begann die Einsenkung des Saar-Nahe-Hessischen-Trogs zwischen der Hunsrück-Taunus-Harz-Schwelle im N und der Haardt-Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle im S im Oberkarbon im SW-Abschnitt des Sedimentationsraums (SCHÄFER 1986) und setzte sich im Verlauf des Unterperms diskontinuierlich weiter nach NE hin fort (FALKE & KNEUPER 1972), so daß sich der Ablagerungsraum zur Zeit seiner maximalen Ausdehnung von Lothringen bis zum Thüringer Wald erstreckte (KOWALCZYK 1983).

Eine Verbindung zwischen den verschiedenen Teiltrögen dieses Molassebeckens war jedoch nicht immer gegeben, da – insbesondere im tieferen Rotliegenden – regional noch querende Strukturelemente als trennende Schwellen wirksam waren. So nahm z. B. der in sich stark differenzierte Sedimentationsraum des Hessischen Troges im Bereich des Wetterau-Teiltrogs eine eigenständige strukturelle Entwicklung, was die Vermutung auf die Existenz einer solchen Schwelle im Bereich des Untersuchungsgebiets zwischen Odenwald und Taunus nahelegte (KOWALCZYK 1983).

2. Untersuchungsgebiet

Im Gebiet zwischen Wetterau und Rhein stehen permokarbonische Ablagerungen (Rotliegendes) oberflächennah nur im Sprendlinger Horst und in geringer Verbreitung N Hofheim / Taunus an, wobei der Sprendlinger Horst, in dem das Rotliegende über ca. 140 km² zutage tritt, den Kernbereich des Untersuchungsraums bildet (Abb. 2). Er stellt ein N-S-gestrecktes, geologisches Hochgebiet dar, das im W von der östlichen Rheintalgrabenstörung und im E durch den Abbruch zum Gersprenzgraben begrenzt ist. In südlicher Richtung grenzt das Rotliegende ans Kristallin des Odenwaldes. Im N endet der Sprendlinger Horst an einer (oder mehreren) etwa WSW-ENE-streichenden Störung S Offenbach, an der das Rotliegende um ca. 100 m nach N abgeschoben wurde. Die genaue Lage dieser Störung (wie auch der meisten anderen Verwerfungen im Sprendlinger Horst) kann wegen der Überdeckung mit Flugsand nicht festgestellt werden. REINACH (1892) konnte sie jedoch im Stadtgebiet von Neu-Isenburg anhand mehrerer Brunnenbohrungen nachweisen.

Der Sprendlinger Horst ist tektonisch in einzelne Bruchschollen zerlegt, wobei sich zwei Paare von Hauptstörungsrichtungen abzeichnen: NE-SW und NNE-SSW mit den jeweils zugehörigen Querbrüchen. Diese beiden Vorzugsrichtungen sind jedoch nicht im gesamten Sprendlinger Horst gleichermaßen ausgeprägt. Im beckenwärtigeren, nordwestlichen Gebiet zeigt sich die Dominanz der Brüche in Streichrichtung der Trogachse (NE-SW), während in randnäheren Bereichen zusätzlich die W-E-Richtung deutlich festzustellen ist. An der südlichen Rotliegend-Verbreitungsgrenze am Rand der Odenwaldschwelle verlaufen die Hauptstörungen in NNE-SSW-Richtung (vgl. KLEMM 1912, 1938).

Das zweite oberflächennahe Rotliegendevorkommen im Untersuchungsgebiet bei Hofheim / Taunus bedeckt eine Fläche von ca. 6 km² und war während der Geländeaufnahme nur an zwei Weganschnitten und in einem kleinen ehemaligen Steinbruch aufgeschlossen. Probenmaterial von Bohrungen lag nicht vor. Zur Auswertung konnten lediglich die Schichtenverzeichnisse von vier Wasserschließungsbohrungen zusätzlich herangezogen werden.

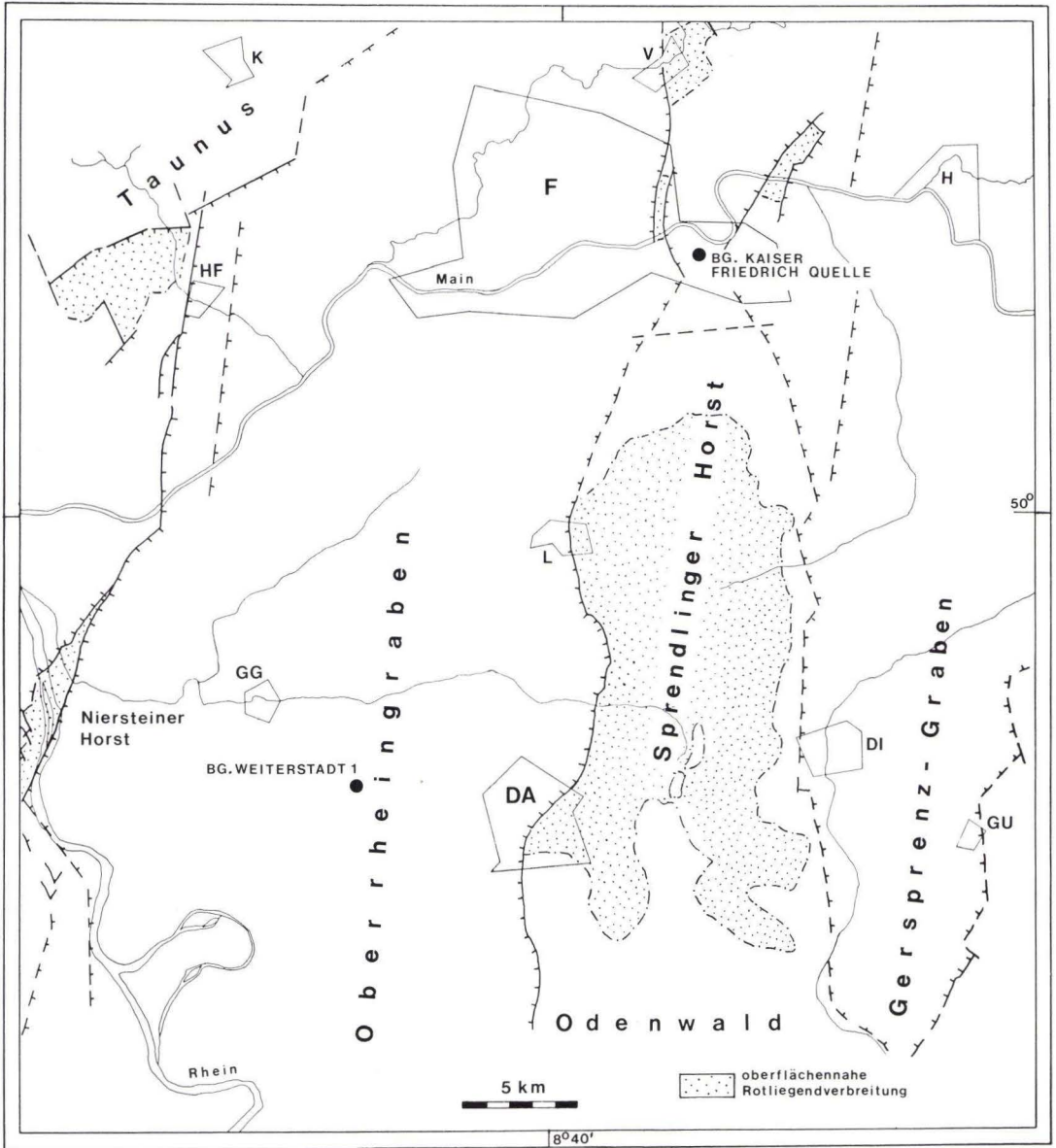


Abb. 2. Lage des Untersuchungsgebietes.

F – Frankfurt a. M.; DA – Darmstadt; K – Königstein; V – Bad Vilbel; HF – Hofheim/Taunus; H – Hanau; L – Langen; GG – Groß-Gerau; DI – Dieburg; GU – Groß-Umstadt.

Im übrigen Untersuchungsgebiet wird das Rotliegende von mächtigen tertiären und quartären Sedimenten überlagert, so daß Hinweise über Verbreitung und fazielle Ausbildung nur durch die Auswertung von Bohrungen gewonnen werden konnten. Im Gebiet Frankfurt/M.-Offenbach werden seit Ende des vorigen Jahrhunderts Mineralwässer gefördert. Neben den zahlreichen Schichtenverzeichnissen älterer Bohrungen lagen auch Kern- und Spülproben der Brg. Kaiser Friedrich Quelle IV in Offenbach (Abb. 2) vor, die Rotliegendes in einer Mächtigkeit von ca. 170 m durchteuft hat.

Im Bereich des nördlichen Rheintalgrabens ist es der Prospektion und Exploration auf Kohlenwasserstoffe zu verdanken, daß Aussagen über die prätertiären Gesteine und deren Verbandsverhältnisse gemacht werden können. Als einzige Tiefbohrung, die bis ins kristalline Basement abgeteuft wurde, durchfuhr in diesem Abschnitt des Untersuchungsgebietes jedoch nur die Brg. Weiterstadt 1 der BEB (Abb. 2) die gesamte erhaltene permokarbonische Schichtenfolge. Im N anschließenden Bereich, dem Untermaingebiet W Frankfurt a.M., wurden bislang keine Tiefbohrungen niedergebracht, die Auskunft über Mächtigkeiten und Ausbildung der prätertiären Sedimente geben könnten, so daß hier derzeit eine große Beobachtungslücke bestehen bleibt.

Ähnlich schlechte Aufschlußbedingungen herrschen im Bereich E des Sprendlinger Horstes im Gersprenzgraben. Abgesehen von vier Kurzbohrungen in der Umgebung von Dieburg, die rotliegendzeitliche Sedimente erreicht haben, liegen keine Informationen über weitere Vorkommen permischer oder permokarbonischer Sedimente vor. Allerdings hat die ca. 10 km SE Offenbach niedergebrachte Brg. Jügesheim 1 der Gewerkschaft Elwerath, die bis ins Kristallin abgeteuft wurde, unter tertiären Sedimenten schon kein Rotliegendes mehr angetroffen.

3. Datengrundlagen und methodischer Ansatz

Als Arbeitsgrundlagen für das Gebiet des Sprendlinger Horstes konnten lediglich die im Maßstab 1:25 000 erstellten geologischen Karten mit den jeweiligen Erläuterungen von CHELIUS (1886a, 1886b, 1891) und KLEMM (1894, 1901, 1912, 1938) sowie die geologische Übersichtskarte des Odenwaldes und der Bergstraße (Maßstab 1:100 000, KLEMM 1911) herangezogen werden. Obwohl zwischen beiden Bearbeitern unterschiedliche Auffassungen über die stratigraphische Abfolge herrschten (s. Kap. 4.1.), kann die Kartierung der Rotliegend-Verbreitung als weitgehend zuverlässig angesehen werden. Auf eine Neukartierung des Gebietes wurde daher verzichtet. Da das Rotliegende zudem im Regelfall diskordant von quartärem Flugsand überlagert wird, zeigte sich, daß eine Neukartierung nur von geringer Effizienz sein kann.

Zur Erfassung des Gesteinsinventars wurden zunächst sämtliche Rotliegend-Aufschlüsse (Steinbrüche, Straßen-, Weg- und Bahnanschnitte, Baugruben und Kanalschürfe) sowie das verfügbare Probenmaterial aus Kern-, Kern-/Spül- und Spülbohrungen lithologisch und sedimentologisch aufgenommen, die zum Zweck der Grund- und Mineralwassererschließung, Baugrunduntersuchung oder Lagerstättenexploration abgeteuft worden waren. Bei Geländebegehungen wurden in aufschlußfreien Gebieten Lesesteine gesammelt, um Auskunft über die geographische Verbreitung bestimmter Fazies zu erhalten. Parallel dazu

wurden zahlreiche Bohrakten bei verschiedenen öffentlichen Institutionen und privaten Firmen durchgesehen und Schichtenverzeichnisse wichtiger Bohrungen beschafft.

Die anschließenden Laborarbeiten waren ausgerichtet an den Fragen nach den Liefergebieten des Sedimentinhalts, der Art und Richtung des Transports, den klimatisch wirksamen Faktoren, den diagenetischen Prozessen, der Entwicklung petrographischer Korrelationskriterien sowie weiteren speziellen Problemstellungen, etwa der Identifizierung individueller, zersetzter pyroklastischer Horizonte. Neben den üblichen Untersuchungsmethoden wurden angewandt:

- Röntgendiffraktometrie (nickelgefilterte $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung, Behandlung mit Äthylenglykol und H_2O ; Tonmineralanalysen)
- Röntgenfluoreszenzanalysen (Wolfram-Röhre)
- Karbonatgehaltsbestimmungen (gasometrisch; Kontrolle mit RDA)
- Schwermineralanalysen (Fraktion $> 0,5$ mm, Trennung im Scheidetrichter mit Bromoform ($d= 2,89$), Einbettung in Aroclor ($n= 1,665$))
- Rasterelektronenmikroskopie (Stereoscan).

In der vorliegenden Arbeit werden unter anderem sedimentologische Methoden zu Gliederungszwecken benutzt. Zur Beschreibung der jeweiligen Ablagerungsräume werden daher nicht nur einzelne Sequenzen, sondern die vertikale Folge mehrerer Sequenzen und – wenn möglich – die laterale Entwicklung mit herangezogen. Dabei wird davon ausgegangen, daß sich unterschiedliche Faziesassoziationen auch zu unterschiedlichen Zeiten oder aber an verschiedenen Orten entwickelten. Die sedimentologische Deutung einzelner Schichten wird nur dort vorgenommen, wo in Kenntnis des Milieus Fehlinterpretationen aufgrund eindeutiger Merkmale weitgehend auszuschließen sind. Besonderheiten werden mitgeteilt und zur Diskussion gestellt.

4. Gliederung des Rotliegenden im Sprendlinger Horst

4.1. Bisherige Gliederungen und historischer Abriß

Früheste Bearbeitungen des Rotliegenden zwischen Frankfurt a. M. und dem Odenwald-nordrand mit kartographischer Darstellung erfolgten bereits Mitte des 19. Jahrhunderts durch THEOBALD & LUDWIG (1858 a+b), die die Sectionen Offenbach und Dieburg im Maßstab 1:50 000 geognostisch aufnahmen. Die Ergebnisse sind wegen einiger Irrtümer jedoch nur mit Vorbehalt zu verwenden.

Die systematische, geologische Aufnahme des Gebietes mit Kartierung im Maßstab 1:25 000 begann mit CHELIUS (1886) und wurde von KLEMM in den Jahren 1901 bis 1938 fortgeführt. Jüngere Kartierungen fehlen, so daß die Karten von CHELIUS und KLEMM auch heute noch als Arbeitsgrundlage dienen.

Beide Bearbeiter bezogen die Sedimentfolge des Rotliegenden stratigraphisch auf die Förderung der permischen ‚Melaphyre‘. Übereinstimmend stuften sie die Schichtenfolge ins höhere Rotliegende ein, wobei CHELIUS (1886 a+b) der von GEINITZ (1861/62) vorgenommenen Zwei-Gliederung des Rotliegenden in „Oberes“ und „Unteres Rotliegendes“ folgte

und die Sedimente des Sprendlinger Horstes, differenziert in „Schichten über“ und „Schichten unter dem Melaphyr“, dem Oberen Rotliegenden (ro) zuordnete.

KLEMM (1901, 1912, 1938) bezog sich auf die Gliederungen von WEISS & GREBE (1889) und von REINACH (1892), die eine Dreiteilung in „Oberes, Mittleres und Unteres Rotliegendes“ vornahmen. Er stufte die Schichtenfolge in das Mittlere Rotliegende (rm, „Tholeyer“ und „Söterner Schichten“) und das Obere Rotliegende (ro) ein, das nach dieser Gliederung mit dem „Grenzmelaphyr“ einsetzt.

Besondere Schwierigkeiten bestanden seit jeher bei der Verknüpfung einzelner Schichtglieder und der Klärung der Verbandsverhältnisse, was die Aufstellung deutlich voneinander abweichender Schichtenfolgen und damit unterschiedlicher Deutungen der Lagerungsverhältnisse zur Folge hatte.

So wurde beispielsweise die Karbonatfazies der sog. „Plattenkalke“ von CHELIUS (1886a) dem obersten Abschnitt im Hangenden des „Melaphyrs“ zugerechnet, während der Bearbeiter der Bohrung Kaiser Friedrich Quelle I in Offenbach, TECKLENBURG (1889), noch eine Überlagerung durch „Waderner Schichten“ beobachtete. REINACH (1892) und KLEMM (1901 bis 1938) meinten dagegen, Indizien gefunden zu haben, diese Karbonate ins Liegende des „Melaphyrs“ einzuordnen zu müssen. NÖRING (1955) bemerkte bei regionalen Vergleichen in Südhessen die Lagerung im Verband mit (Intrusiv-) „Melaphyren“. BACKHAUS (1965, 1966) nahm aufgrund von Fossilfunden eine Bildung im marinen Milieu an und schloß damit sogar auf ein Zechsteinalter.

Eine vergleichende Übersicht mit den bisherigen Gliederungen ist auf Abb. 3 dargestellt.

4.2. Neugliederung

Eine Gliederung des Rotliegenden im Sprendlinger Horst kann wegen des spärlichen Fossilinhalts allein mit lithostratigraphischen Methoden erfolgen.

Entsprechend den Richtlinien des CODE-COMMITTEE der Stratigraphischen Kommission der DUGW (1977) soll bei der Gliederung mit lithostratigraphischen Methoden die Kartierbarkeit der einzelnen Einheiten im Vordergrund stehen. Diese Grundeinheiten (Formationen) sollen auf der Basis von Typusprofilen, in denen ihre charakteristische Fazies aufgeschlossen ist, definiert und mit unflektierten Ortsnamen belegt werden. Für die Mächtigkeit einer Formation bestehen keine festen Regeln; auch wird die Festlegung lithostratigraphischer Grenzen von geochronologischen Aspekten nicht berührt.

Auf dieser Grundlage können für das Rotliegende des Sprendlinger Horstes vier lithostratigraphische Einheiten in Formationsrang aufgestellt werden (Abb. 4).

Der Sprendlinger Horst stellt den südlichen Teil des Übergangsbereichs zwischen den Ablagerungsräumen im Saar-Nahe-Gebiet und der Wetterau dar. Es war deshalb zu prüfen, ob für dieses Gebiet notwendigerweise eine eigene Gliederung aufzustellen ist, oder, ob eine der bestehenden Gliederungen in den benachbarten Trögen auf das Rotliegende im Sprendlinger Horst übertragbar ist. Wie in Kap. 8.1. gezeigt wird, kann nur ein Teil der Schichtenfolge sicher mit Formationsabschnitten in der Wetterau korreliert werden, so daß zunächst eine eigene Gliederung für das Rotliegende im Sprendlinger Horst unumgänglich ist. Diese regionale Gliederung ist jedoch nur sinnvoll anwendbar auf den Sedimentationsraum zwischen Main und Odenwald, E der östlichen Rheinalgrabenstörung.

Die gesamte Rotliegend-Abfolge im Sprendlinger Horst erreicht nachweisbar nur eine Mächtigkeit von ca. 250 m. Eine relativ kontinuierliche sedimentologische Entwicklung zeigt sich in einer generellen Abnahme der durchschnittlichen Korngrößen zum Top der Schichtenfolge hin. Die anhaltende Anlieferung der Sedimentfracht von der S gelegenen

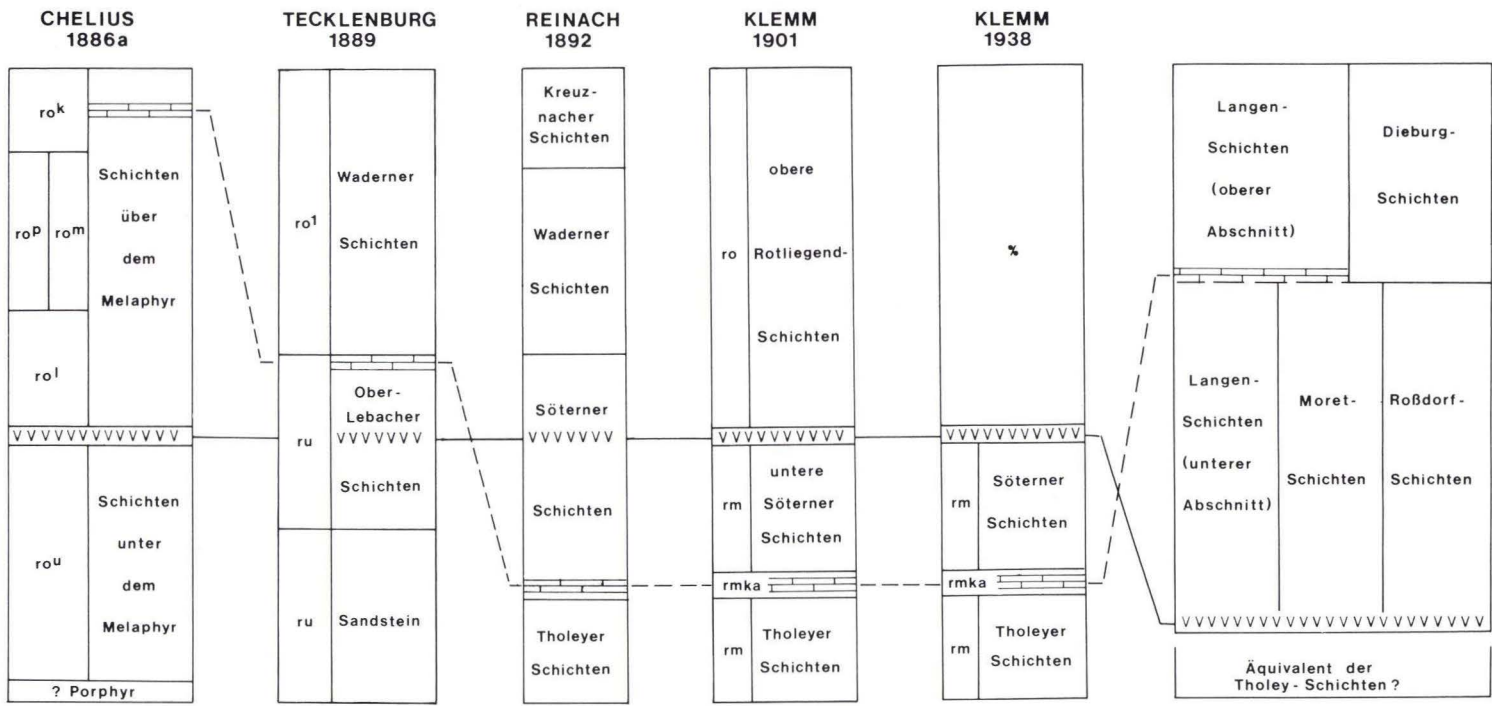


Abb. 3. Vergleich mit bisherigen Gliederungen des Rotliegenden im Spremlinger Horst.

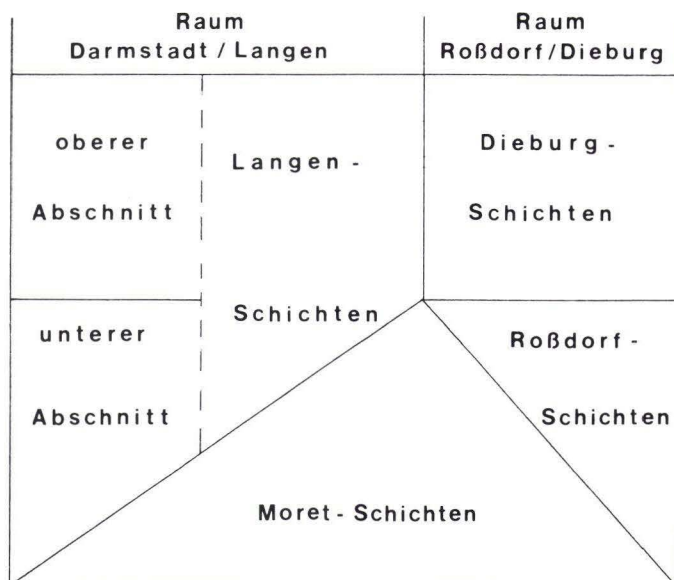


Abb. 4. Gliederung des Rotliegenden im Spremlinger Horst.

Odenwaldschwelle bewirkt eine ähnliche petrographische Zusammensetzung der Rotliegend-Ablagerungen, von der zunächst keine Kriterien zu Gliederungszwecken abgeleitet werden können.

Erst durch die Analyse sedimentologischer Merkmale ergeben sich signifikante Unterschiede, die sich regional in der Ausbildung verschiedener Faziesassoziationen zeigen. Dies erlaubt eine Gliederung in eine schwellenrandnahe Einheit, die i. w. aus Schutt- und Schwemmfächersedimenten besteht (Moret - Schichten), und eine beckenwärtigere Einheit, die in ihrem unteren Abschnitt von rotgefärbten, mittel- bis grobklastischen fluviatilen Sequenzen aufgebaut wird (Langen - Schichten). Als petrographisches Unterscheidungsmerkmal kann zusätzlich die Führung (Langen-Schichten) oder Abwesenheit (Moret-Schichten) von Geröllen rotliegendzeitlicher Basalte („Melaphyre“) in den Konglomeraten der jeweiligen Sedimentfolgen herangezogen werden, jedoch unter dem Hinweis, daß dies nur durch paläogeographische und -morphologische Gegebenheiten bedingt ist und nicht etwa eine Zeitverschiedenheit ausdrückt.

Ein nach N vorspringender Ausläufer des Odenwaldkristallins führte im SE des Sedimentationsgebiets (Raum Roßdorf-Dieburg) zur Entstehung einer dem Hauptablagerrungsraum angegliederten Sedimentationsbucht, in der die Basaltgerölle führende Einheit (Langen-Schichten) wegen einer abweichenden Fazies gegenüber der Ausbildung im übrigen Spremlinger Horst in lateraler Vertretung als grauviolett gefärbte Roßdorf - Schichten aufgestellt werden kann. In diesem Verbreitungsgebiet ist zum Hangenden außerdem eine Überlagerung durch eine feinklastische, erneut rot gefärbte Schichtenfolge (Dieburg - Schichten) nachzuweisen, deren Äquivalent im Sedimentationsraum der Langen-

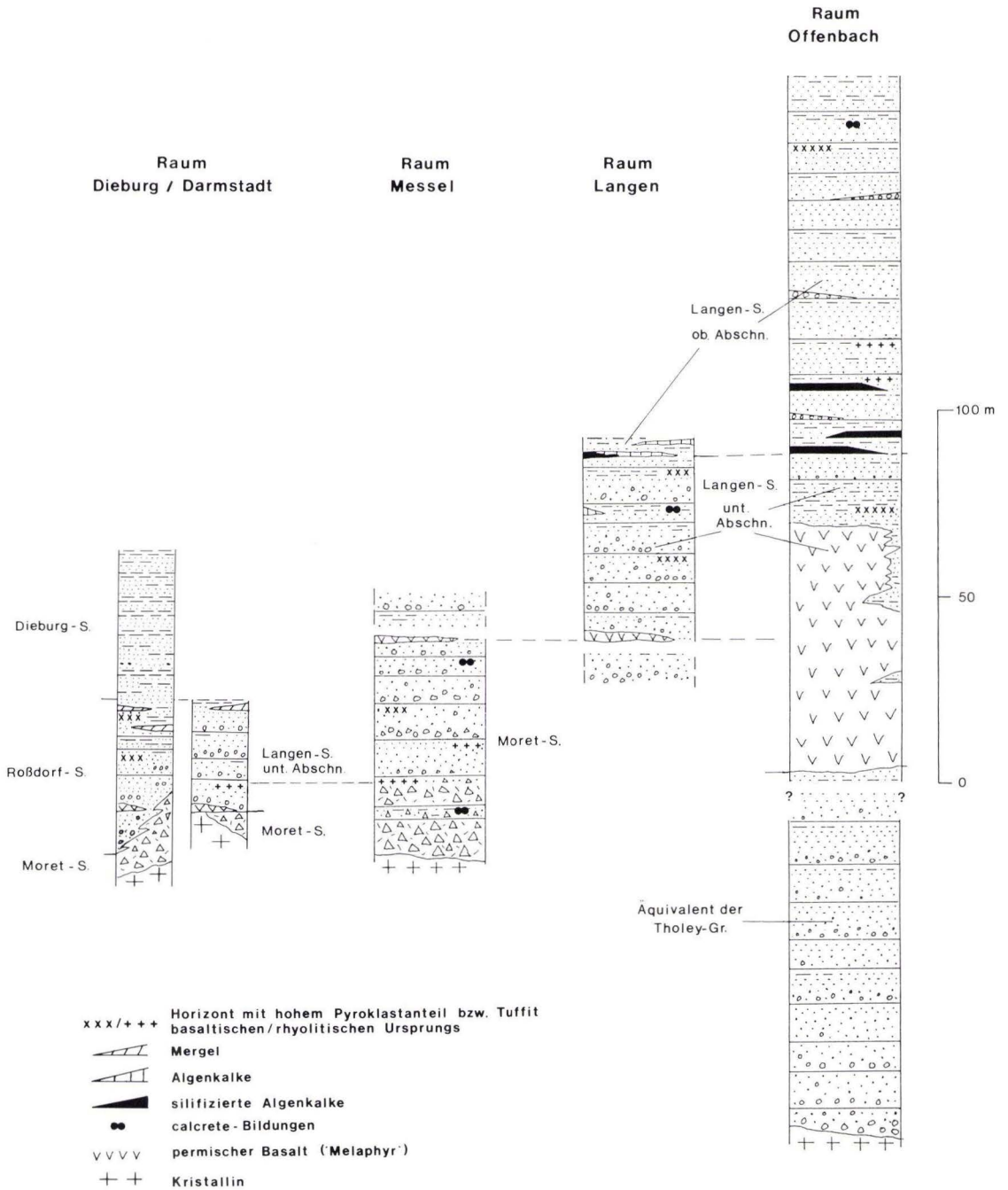


Abb. 5. Verknüpfung der lithostratigraphischen Einheiten im Spredlinger Horst.

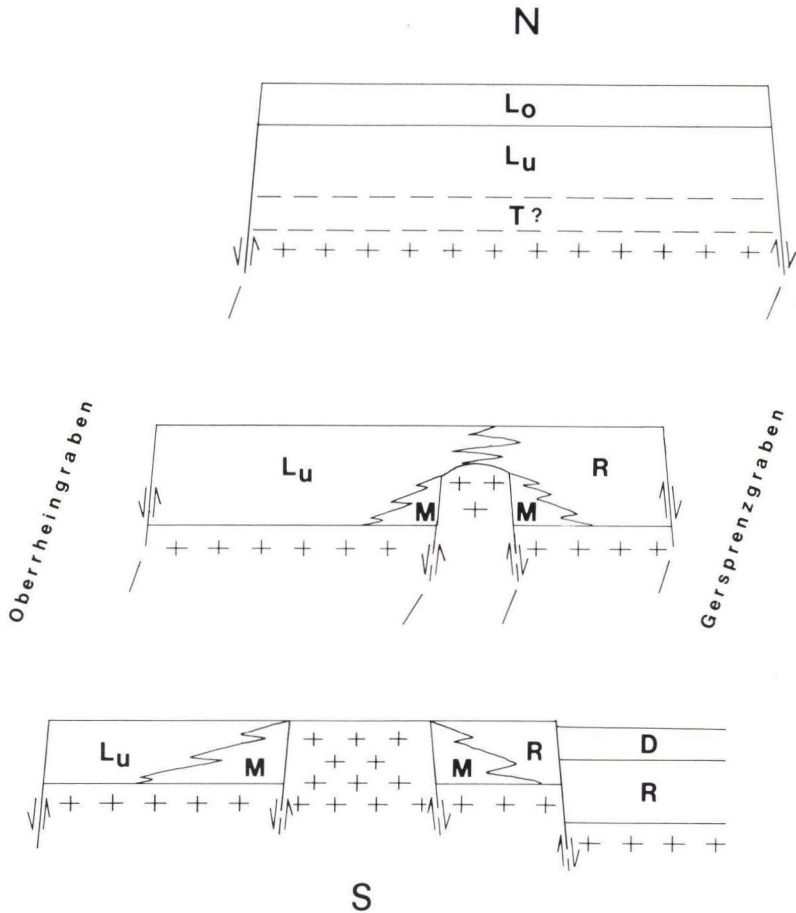


Abb. 6. Verbreitung der lithostratigraphischen Einheiten im nördlichen, mittleren und südlichen Spremlinger Horst.

L_o – Langen-Schichten, oberer Abschnitt; L_u – Langen-Schichten, unterer Abschnitt; R – Roßdorf-Schichten; D – Dieburg-Schichten; M – Moret-Schichten; T – Tholey-Schichten; + – Odenwaldkristallin.

Schichten nur im nördlichen Spremlinger Horst und bei Offenbach anzutreffen ist. Da dort eine sichere Grenze zu den Langen-Schichten nicht gezogen werden kann, soll vorläufig die Aufstellung einer eigenen Formation unterbleiben. Stattdessen wird die stratigraphisch unverbindliche Unterscheidung in einen unteren und einen oberen Abschnitt der Langen-Schichten gewählt.

Sämtliche untersuchten Rotliegend-Sedimente im Spremlinger Horst wurden zeitlich nachweislich während oder nach der Förderung der permischen¹ Basalte abgelagert.

¹ Für alle nachfolgenden Kapitel gilt die Voraussetzung, daß das Rotliegende dem Unterperm angehört.

Dennoch kann das Vorhandensein von Schichten, die bereits vor dem Einsetzen des Vulkanismus sedimentiert wurden (Äquivalente der Tholey-Schichten der saarpfälzischen Gliederung) zumindest für den Bereich des nördlichen Sprendlinger Horstes mangels Aufschlüssen bzw. Probenmaterials aus Brg. nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Die Verknüpfung der lithostratigraphischen Einheiten ist in Abb. 5, ihre räumliche Verbreitung im Sprendlinger Horst schematisch in Abb. 6 dargestellt.

5. Die Rotliegend-Einheiten im Sprendlinger Horst

5.1. Moret-Schichten

Typische Profile:	Kernbohrungen des Zweckverbandes Abfallverwertung Südhessen, Darmstadt, in der Umgebung der Grube Messel (1–8) ² ; aufbewahrt im Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Wiesbaden.
Weitere wichtige Profile:	Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ (67) W der Moret-Schneise, NE-Wand der Grube Messel (68).
Untergrenze:	Kristallin der Odenwaldschwelle (1–8, 67).
Obergrenze:	nicht aufgeschlossen; kann nur theoretisch mit dem sedimentologischen Wechsel von der alluvial fan- zur Playa-Fazies gezogen werden.
Mächtigkeit:	mindestens 60 m, wahrscheinlich bis 100 m.

Für diese vorwiegend in der Umgebung der Grube Messel oberflächennah verbreitete Rotliegend-Einheit mußte auf die Flurbezeichnung „Moret“ ausgewichen werden, da der vorteilhaftere Terminus „Messel-Schichten“ bereits für die eoänen Ölschiefer-Ablagerungen stratigraphisch belegt ist.

Die Moret-Schichten stellen die grobkörnigste Einheit im Rotliegenden des Sprendlinger Horstes dar. Diese bisher in der älteren Literatur vermutlich wegen mangelnder Aufschlüsse nicht beschriebene Schichtenfolge ist in ihrer oberflächennahen Verbreitung auf das Gebiet des südlichen Sprendlinger Horstes beschränkt (Abb. 7). Sie verzahnen sich nach N und W zu mit den Langen-Schichten (unt. Abschn.), nach E zu mit den Roßdorf-Schichten.

Die Mindestmächtigkeit von ca. 60 m ist durch acht Kernbohrungen (1–8) in der Umgebung der Grube Messel in unmittelbarer Nähe zum Kristallin des Odenwaldes belegt. Eine Mächtigkeitssteigerung in nördlicher Richtung zum zentraleren Teil des Beckens ist wahrscheinlich.

Die Moret-Schichten führen im aufgeschlossenen Gebiet keine Gerölle der rotliegend-zeitlichen Basalte, sondern werden E Darmstadt und in der Kernbohrung 1 Grube Messel (1) sogar von einem Basalt überlagert. Dennoch sind die Moret-Schichten als laterale Vertretung der bereits Basaltgerölle führenden Langen-Schichten (unt. Abschn.) anzusehen. Hierfür sprechen zwei Argumente:

1. In einem kleinen Bachanschnitt SW der Grube Messel (111) verzahnen sich grobbrecciöse Moret-Schichten mit feinklastischen flood plain-Ablagerungen der Langen-Schichten.
2. Im Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ (67) wurde im tieferen Profilabschnitt ein Tuffithorizont angetroffen, der eine hochgradige petrographische Übereinstimmung mit einem Tuffithorizont in

² Die Zahlen in Klammern geben jeweils die Aufschluß- bzw. Bohrung-Nr. an (s. Kap. 10).

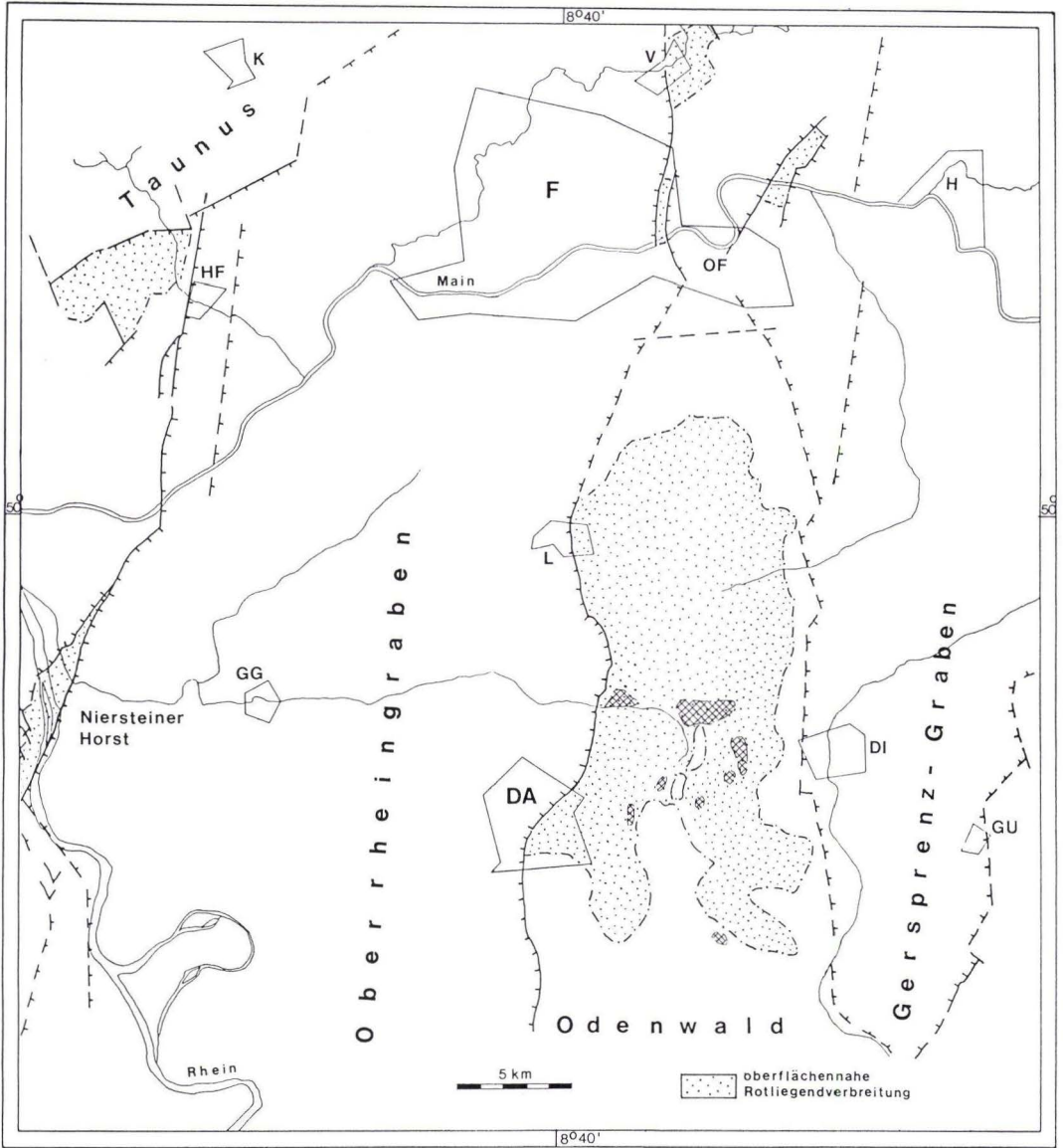


Abb. 7. Oberflächennahe Verbreitung der Moret-Schichten (schraffiert).

F – Frankfurt a. M.; DA – Darmstadt; K – Königstein; V – Bad Vilbel; HF – Hofheim/Taunus; OF – Offenbach; H – Hanau; L – Langen; GG – Groß-Gerau; DI – Dieburg; GU – Groß-Umstadt.

Moret - Schichten

LEGENDE

Breccie/Konglomerat



Grob- /Feinsandstein



Silt- u. Tonstein



Kalk



permischer Basalt



Mergel



rhyolitischer Tuffit



basaltischer Tuffit



Kristallin

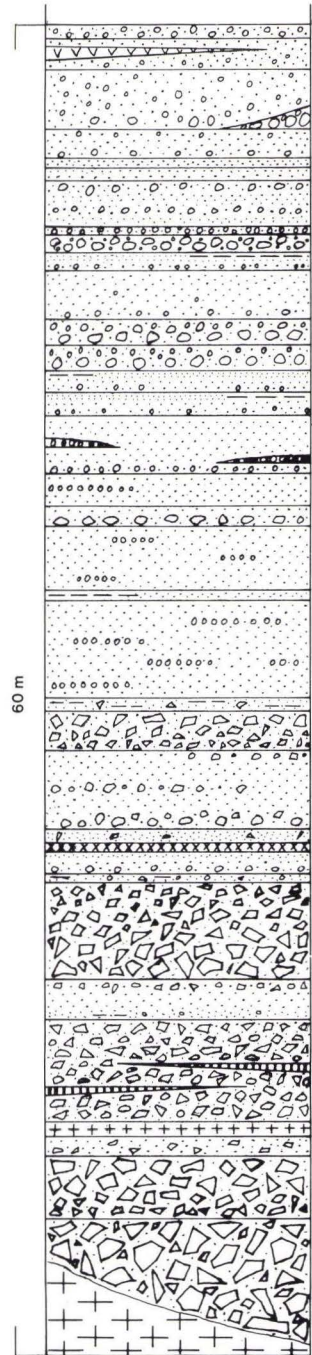


Abb. 8. Kompiliertes Profil durch die Moret-Schichten.

Sedimenten aufweist, die SE Darmstadt (27) einem permischen Basalt auflagern, so daß damit eine Korrelationsbasis gegeben ist (s. Kap. 6.2).

Die Ablagerung der Moret-Schichten erfolgte demnach ebenfalls erst nach dem Einsetzen des basischen Vulkanismus im Spremlinger Horst. Das Fehlen von Basaltgeröllen in den Konglomeraten ist allein darauf zurückzuführen, daß im zugehörigen Liefergebiet keine Basalte zur Abtragung zur Verfügung standen.

5.1.1. Schichtenfolge

Die Moret-Schichten bauen sich im basalen Abschnitt aus groben Breccien und Konglomeraten mit zwischengeschalteten Karbonat- und mindestens zwei Horizonten zersetzten, pyroklastischen Materials auf. Zum Top der Abfolge ist eine generelle Kornverfeinerung in der Ausbildung überwiegend undeutlich horizontal, seltener schrägschichteter, geröllführender Grob- und Mittelsandsteine festzustellen. Konglomerate kommen entweder weiterhin als Bänke oder auch als auskeilende Linsen in unterschiedlichen Dimensionen vor. Ton-, Silt- und Feinsandsteine treten stark zurück (Abb. 8).

Die Schichtenfolge ist überwiegend braunrot gefärbt. Lediglich einige grobklastische Horizonte zeigen eine sekundäre Graufärbung, was sich auf die höhere Permeabilität für Porenwasser zurückführen läßt.

Die Sedimentation setzt mit der Füllung morphologischer Depressionen im kristallinen Untergrund ein. Dabei lassen sich örtlich Verwitterungseinflüsse an der ehemaligen Landoberfläche in der Ausbildung einer Oxidations- und Reduktionszone am Top des Basiskristallins feststellen. Wie im Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ (67) eindrucksvoll zu sehen ist, kommt es zunächst über einer bogig verlaufenden Basisdiskordanz zum Absatz einer mehrere m mächtigen Grobbreccie, die völlig ungerundete Gerölle und Blöcke mit mehr als 1 m Durchmesser bzw. Kantenlänge führt (Abb. 9). Dieses außerordentlich schlecht sortierte Sediment läßt keine Schichtung oder auch die Einregelung plattiger Komponenten erkennen. Die Ablagerung erfolgte daher als Schuttfächer rein gravitativ subaerisch ohne wesentliche Wasserbeteiligung, wobei der Geröllinhalt entsprechend ausschließlich aus der unmittelbaren Umgebung stammt (Amphibolite und teilweise metamorph überprägte Granite und Diorite). Auch in den überlagernden Sedimenten (Breccien und Konglomerate) sind örtlich noch Korngrößen mit bis zu 1 m \varnothing festzustellen. Allerdings drückt sich ein stärker aquatischer Einfluß in einer leichten Zurundung vorwiegend der größeren Gerölle und einem höheren Matrixanteil aus. Der Rundungsgrad der Geröllfraktion < 3 cm bleibt dagegen weiterhin sehr niedrig. Gelegentliche Bruchstücke angerundeter Gerölle belegen eine mehrfache Umlagerung als Resediment.

Eine Schichtung der nach wie vor sehr schlecht sortierten Ablagerungen läßt sich innerhalb der bis zu mehrere m mächtigen Bänke nur durch den vertikalen Wechsel von grob-, mittel- und feinkörnigen Breccien und Konglomeraten undeutlich erkennen. Dabei verlaufen die Korngrößenübergänge ohne scharfe Grenzen, d. h. ohne Erosionswirkung an der Basis der jeweils nächstfolgenden Schüttungseinheit. Die Sedimentation erfolgte demnach in Abhängigkeit vom Wasserangebot entweder als relativ stark geröllführende und matrixarme proximale bis distale debris flow deposits oder als mud flow deposits mit einem

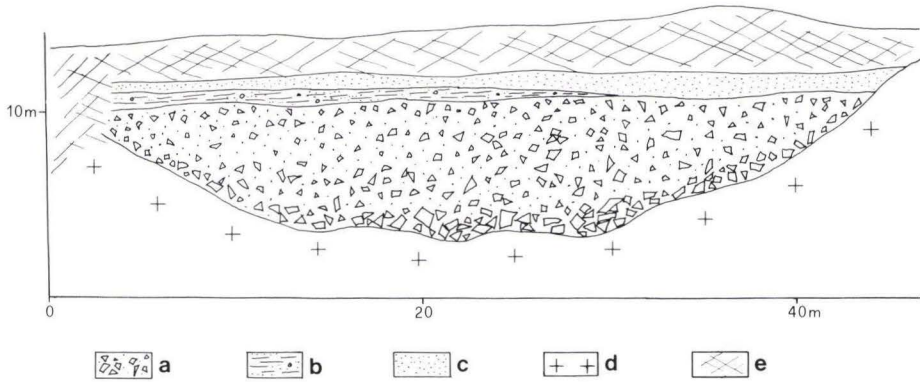


Abb. 9. Aufschlußskizze Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ (67), N-Wand.

a – Schutfächersedimente; b – distale Schwemmfächersedimente; c – quartärer Flugsand; d – Kristallin; e – Aufschüttung.

hohen Anteil an tonig-feinsandiger Grundmasse, in der vergleichsweise wenige Gerölle matrixgestützt, unabhängig von Form und Durchmesser regellos verteilt sind (Abb. 10).

Diese als Schwemmfächer-Ablagerungen zu interpretierenden Schichten stellen zusammen mit der unterlagernden Schüttungseinheit eine charakteristische Abfolge einer Sedimentation im oberen bis mittleren Bereich eines alluvial fans dar (s. BULL 1977).

Die Mächtigkeit dieses basalen Abschnitts der Moret-Schichten beträgt im aufgeschlossenen bzw. erbohrten Verbreitungsgebiet bis zu ca. 35 m, wobei jedoch erhebliche Mächtigkeitsschwankungen auf kurze laterale Distanz (wenige Zehner m) zu beobachten sind. Da durch die Sedimentation der reliefierte Rand der Schwellenregion morphologisch ausgeglichen wurde, kann beispielsweise die Schutfazies in den Bereichen vollständig fehlen, die zunächst noch über das Ablagerungsniveau hinaus exponiert waren.

Von besonderer Bedeutung für die Rekonstruktion der klimatischen Verhältnisse ist das Auftreten karbonatischer Abscheidungen (Krustenkalke). Neben anderen Faktoren ist für die Bildung von Krustenkalcken (caliche, calcrete) vor allem das Verhältnis Niederschläge / Verdunstung entscheidend. Die günstigsten Bedingungen liegen nach GOUDIE (1983) bei 400–600 mm jährlicher Niederschlagsmenge bei gleichzeitig höherer Verdunstungsrate. Derartige Verhältnisse sind kennzeichnend für ein semiarides Klima.

Die basalen Moret-Schichten führen calcretes als Knollen innerhalb von mud flow-Ablagerungen und als lateral über einige m durchhaltende, 1–10 cm mächtige Bänke. Die Knollen sind nicht konzentrisch aufgebaut, zeigen jedoch eine unregelmäßig rundliche äußere Gestalt, wobei Einbuchtungen und Zwischenräume mit detritischem Material ausgefüllt sind (‚honeycomb calcretes‘)³. Daneben kommen calcrete-Partikel zwischen den einzelnen Knollen fein im Sediment verteilt oder wolkig angereichert vor (‚powder calcretes‘).

³ Klassifizierung nach NETTERBERG (1967 in: GOUDIE 1983).

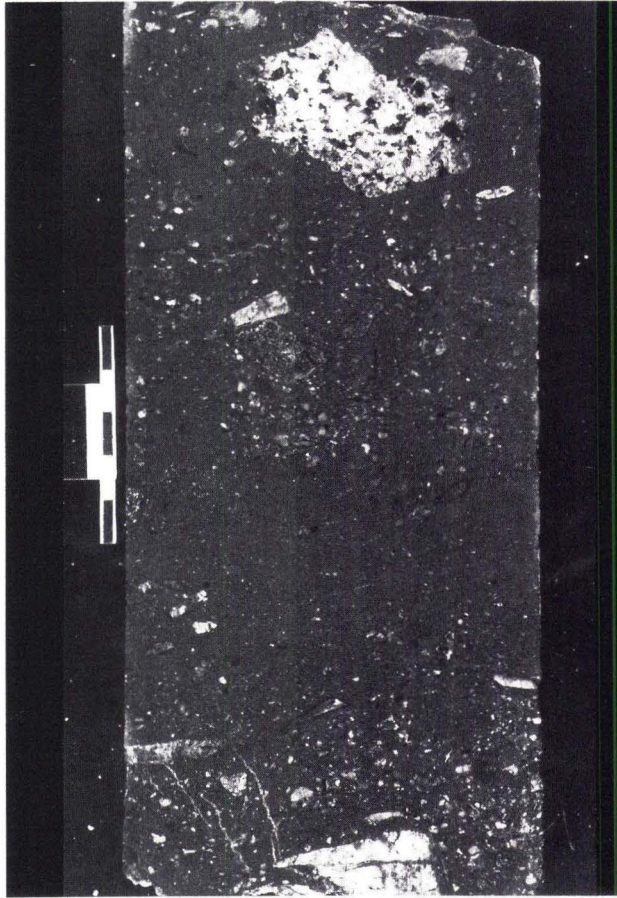


Abb. 10. Mud flow-Sediment mit regellos verteilten Sand- und Geröllkomponenten (Bg. 3, 51,40–51,60 m, Maßstab 5 cm):

Zwischen den mittel- bis grobkonglomeratischen debris flow-Sedimenten sind die calcrete-Abscheidungen als dünnbankige Horizonte mit schwankenden Mächtigkeiten („hardpan calcretes“) entwickelt (Abb. 11). Ihre Oberflächen sind unregelmäßig wellig ausgebildet und lassen eine scharfe Grenze zum überlagernden Sediment erkennen. An der Unterseite zeigen sie dagegen eine höhere Führung an detritischem Material mit örtlich unscharfen Übergängen zur unterlagernden Schicht. Als klastische Bestandteile sind neben Partikeln in Silt- und Sandkorngröße auch zahlreiche Gerölle eingeschlossen („casehardened-conglomerate“ nach NICKEL 1985).

Diese Karbonate bestehen petrographisch aus mikrokristallinem Calcit ohne Dolomitanteile. Eine Lamination ist nur selten zu erkennen. Einschlüsse und die Verkittung von



Abb. 11. Kalkbank („hardpan calcrete“) zwischen proximalen Schwemmfächerablagerungen mit Umkrustung von Geröllen (s. Bildmitte in Richtung der Hammerspitze); Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ (67).

detritischen Komponenten belegen eine subterrane Entstehung infolge von Verdunstung azsenderer, Ca-führender Wässer.

Die höheren Moret-Schichten sind abgesehen von wenigen Lesesteinvorkommen und einer Aufschlußwand nur in Bohrungen angetroffen worden (1–8, 68). Im Vergleich zum basalen Teil der Abfolge ist zunächst eine deutlichere Gliederung in einzelne Bänke und eine Verringerung der durchschnittlichen Korngrößen festzustellen. Die vorherrschenden Sedimente sind nunmehr feldspatführende Mittel- und Grobsandsteine mit eingestreuten oder lagenweise angereicherten Geröllen, denen fein- bis mittelkonglomeratische Linsen und mittel- bis grobkonglomeratische Bänke zwischengeschaltet sind. Feinklastische und karbonatische Ablagerungen fehlen nahezu vollständig. Trotz des engen Korngrößenspektrums, das nur am Top der Schichtenfolge die Ausbildung einzelner fining-upward-Sequenzen gestattet, ist eine detaillierte Gliederung der Sandstein-Sandstein-Wechselagerungen anhand sedimentologischer Merkmale möglich, die einen ständigen Wechsel der Ablagerungsbedingungen anzeigen. Dies drückt sich vor allem im Schichtungstyp und im Grad der Sortierung aus: Während die sehr schlecht sortierten, ungeschichteten oder undeutlich horizontal geschichteten Sandsteine, die häufig quer oder senkrecht zur Schichtung eingeregelt Gerölle führen, noch eine Ablagerung als Massenstromsedimente (distale debris flow deposits) erkennen lassen, kann die Ausbildung deutlich horizontal oder

schrägeschichteter Sandsteine, die gelegentlich eine schwache Gradierung und/oder eine basale Geröllanreicherung zeigen, auf eine Sedimentation in strömendem Wasser zurückgeführt werden (water laid deposits). Auch die Anwesenheit der zahlreichen Konglomeratlin- sen mit einer lateralen Ausdehnung im dm- bis m-Bereich und einer örtlich erkennbaren bogigen Schrägschichtung kennzeichnet die Entstehung erster, noch kleindimensionierter Rinnen, die sich erosiv in die Schwemmfächersedimente einschneiden (scour-and-fill- structures).

Der zunehmende Einfluß fluviatil gesteuerter Sedimentation führt schließlich im obersten Abschnitt der Moret-Schichten zur Entwicklung einzelner Rinnensequenzen, die im Idealfall über einer Erosionsdiskordanz mit einem Basiskonglomerat (channel lag deposit) einsetzen, das von einer Grobsandsteinbank mit wechselnd bogiger Schrägschichtung (stream channel deposit) überlagert wird. Diese Rinnensequenzen bleiben jedoch relativ geringmächtig (0,80–max. 3,50 m) und werden weiterhin von distalen Schwemmfächersedimenten begleitet.

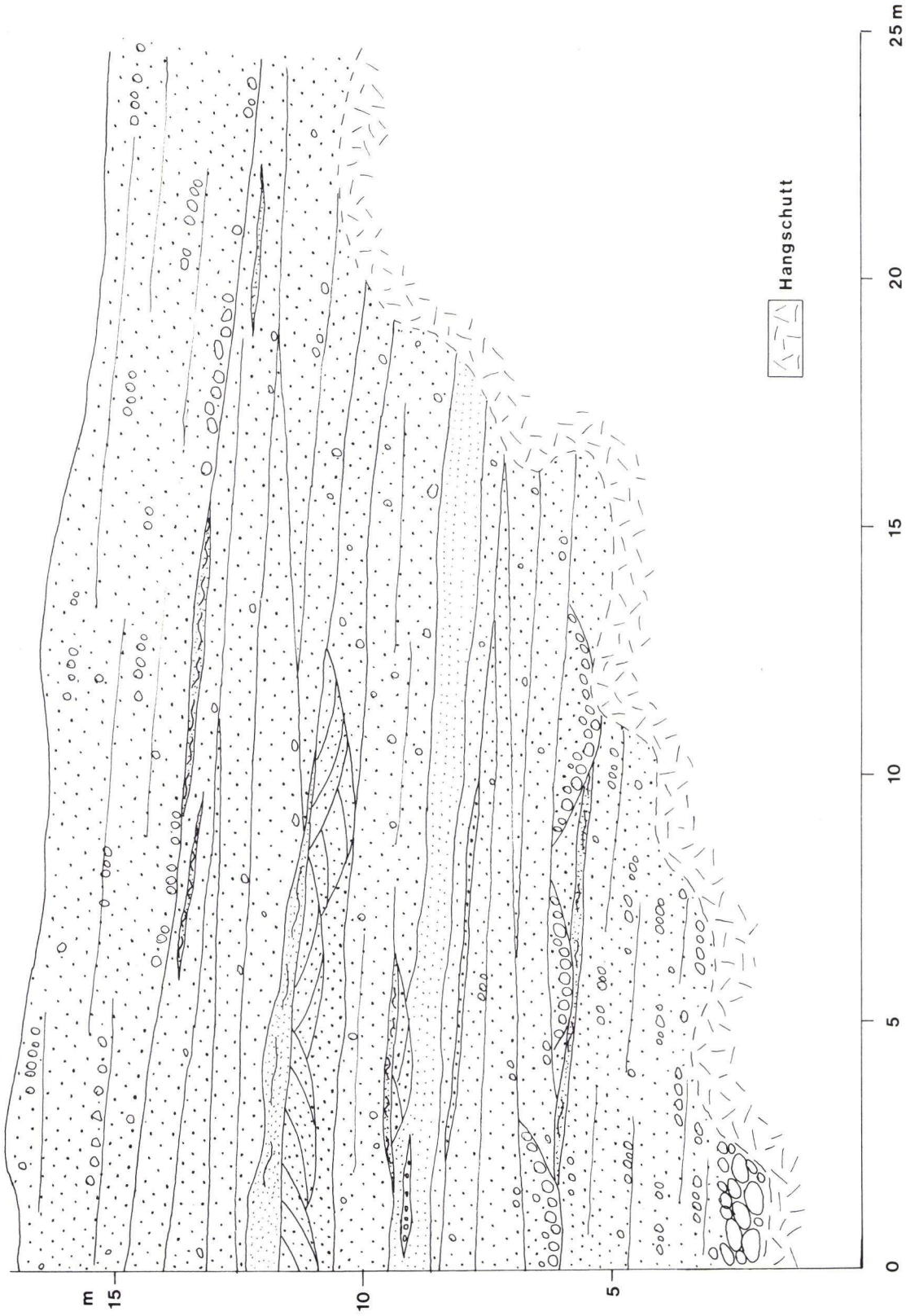
An der NE-Wand der Grube Messel (68) waren diese Schichten im Aufschluß angeschnitten und konnten lateral (mit Beobachtungslücken) über ca. 450 m verfolgt werden (Abb. 12). Dabei fiel auf, daß einige der geröllführenden, horizontal oder flachwinklig mittel- bis großdimensional planar oder bogig schrägeschichteten Grobsandsteine bei Bankmächtigkeiten bis zu max. 2 m dennoch lateral oft über mehr als 40 m durchhalten. Neben den bereits beschriebenen distalen Schwemmfächerablagerungen und den geringmächtigen Rinnenfüllungen, die seitlich über wenige m auskeilen, sind also zusätzlich Sedimente anzutreffen, die weitflächig unter relativ hoher Strömungsenergie abgelagert wurden.

Mit RUST & KOSTER (1984) werden diese Ablagerungen als sheet flood desposits interpretiert, die bei episodisch stärkeren Regenfällen Rinnen- und Schwemmfächersedimente übergreifend unter upper flow regime-Bedingungen (WASSON 1977) abgesetzt werden. Nach HOOKE (1967) können solche Flutwässer andererseits (bei geringer Suspensionsfracht) die feinerkörnigen Bestandteile der noch hoch permeablen älteren Sedimente ausspülen und dabei relativ gut sortierte, schlecht geschichtete Konglomerate (sieve deposits) zurücklassen, wie sie z.B. im basalen Teil der in Abb. 12 dargestellten Aufschlußwand angetroffen wurden.

Während die zuvor erwähnten stream channel deposits noch dem mittleren bis distalen fan-Abschnitt zuzurechnen sind, stellen die sheet flood- und sieve deposits bereits Ablagerungen im Verzahnungsbereich benachbarter Sedimentfächer (BULL 1964, 1972) unterhalb des ‚intersection points‘ dar, der nach HOOKE (1967) als der Punkt im Radialprofil definiert ist, ab dem die zuvor tief eingeschnittenen Rinnen zur Sedimentoberfläche auftauchen.



Abb. 12. Aufschlußskizze vom nördlichen Bereich der NE-Wand Grube Messel (68); oberer Teil der Moret-Schichten.



Nach SCHUMM (1977), der alluvial fan-Sequenzen nach klimatischen Gesichtspunkten unterscheidet, sind die Moret-Schichten als „trockene“ Sedimentfächer anzusehen, die sich bei ephemeren Regenfällen entwickeln.

Im aktualistischen Vergleich zeigen die Moret-Schichten insgesamt die typische Ausbildung einer Randfazies im kontinentalen Ablagerungsmilieu unter semiaridem Klima.

5.1.2. Petrographie

Abgesehen von den Geröllen saurer Vulkanite, auf die in Kap. 5.1.3. gesondert eingegangen wird, besteht das Geröllspektrum der Breccien und Konglomerate aus verschiedenen Graniten und Dioriten (z. T. mit lagigem Gefüge), Gneisen, Amphiboliten, quarzitischen Hornfelsen sowie untergeordnet aus Quarz-Glimmer-Schiefern (oft biotitreich), Apliten (z. T. quarzreich) und Gangquarzen. Permische Basalte fehlen. Damit kann das südlich gelegene Odenwaldkristallin als Lieferant für die Geröllfraktion identifiziert werden.

Die untersuchten Mittel- bis Grobsandsteine sind ihrer petrographischen Zusammensetzung nach alle recht ähnlich. Auszählungen im Dünnschliff (point-counter-Methode mit elektrischem Punktorschub) ergaben folgende Gehalte: Feldspat 10–25 Fl.-%, Gesteinsbruchstücke 20–40 Fl.-% und Quarz 30–50 Fl.-%. Sie sind demnach als ‚feldspatführende Sandsteine, reich an Gesteinsbruchstücken‘ zu bezeichnen.

Die Benennung der Sandsteine folgt der Klassifizierung von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977). Dabei wurden Quarze, die aus mehr als drei Subindividuen bestehen, in Anlehnung an ZIMMERLE (in: BRAND et al. 1976) und SCHÄFER (1986) zu den Gesteinsfragmenten gerechnet.

Unter den Gesteinsbruchstücken waren zahlreiche Quarz-Feldspat-Biotit-Verwachsungen nachzuweisen, die nur aus einem Kristallgebiet bezogen werden können. Das Liefergebiet der Sandfraktion ist demnach mit dem der Geröllfraktion identisch.

Bei den Feldspäten dominiert Kalifeldspat über Plagioklas, wobei die Kalifeldspäte sowohl frisch als auch tonig zersetzt (serizitisiert und kaolinisiert) vorkommen. Frische Plagioklase sind hingegen relativ selten. Im oberen Abschnitt der Schichtenfolge sind sie meist serizitisiert, zur Basis zunehmend calcitisiert. Damit einhergehend zeigt sich eine Änderung des Bindemittels: Im oberen Bereich der Abfolge ist fast ausschließlich toniges, im unteren Bereich zusätzlich karbonatisches Bindemittel festzustellen, das entweder nur im Kern der Zwickelfüllungen in kryptokristalliner Form auftritt oder die Körner poikilitisch verkittet. Die ermittelten Karbonatgehalte (ausschließlich Calcit) betragen max. 15%.

Örtlich konnten Calcitumrundungen an Körnern und Gesteinsbruchstücken beobachtet werden, die zusammen mit den calcrete-Bildungen in den begleitenden mud flow-Sedimenten als Produkte frühdiagenetischer Prozesse zu deuten sind und zeitlich von der Ausfällung des Bindemittels unterschieden werden müssen.

Im Tonmineralbestand herrscht Illit/Glimmer immer deutlich vor, wobei fast durchgängig Hell- und Dunkelglimmer nachzuweisen sind. Ein relativ hoher Anteil an unzersetzten Biotiten fiel bereits in der Sandfraktion auf. Neben Illit zeigen sich lagenweise hohe Kaolinitgehalte und geringe Anteile an Smectit. Wechschicht-Mineralen und Vermikulit sind nur lokal nachzuweisen; Chlorit wurde nicht festgestellt (Abb. 13).

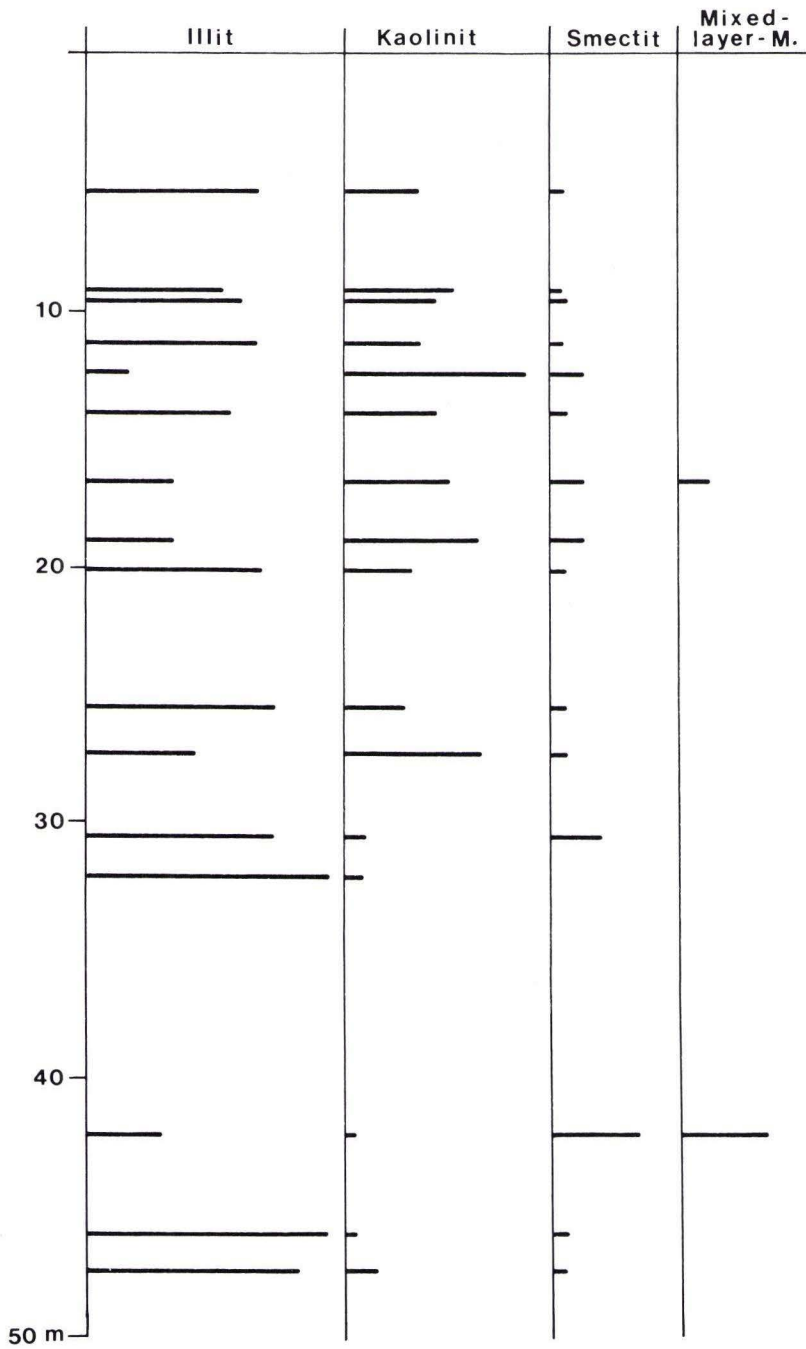


Abb. 13. Tonmineralverteilung in der Kernbohrung 7 Grube Messel (7), halbquantitativ.

5.1.3. Saure Vulkanite

In den Konglomeraten der Moret-Schichten fällt ein wechselnder, meist sehr hoher Anteil an Rhyolith („Quarzporphyr“) im Geröllspektrum auf, der örtlich bis zu über 80% der Gesamtgerölle ausmachen kann. Diese Rhyolithgerölle erreichen häufig Durchmesser von mehr als 10 cm und sind normalerweise in allen Fraktionen schlecht gerundet. Sie sind meist hellrot gefärbt, kommen daneben jedoch auch mit kräftiger Rotfärbung oder als hell- bis mittelgraue Varietäten vor. Das porphyrische Gefüge, das meist schon deutlich im Handstück zu erkennen ist, zeigt sich durch große Quarzeinsprenglinge in einer mikro- bis kryptokristallinen Grundmasse aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Glimmer. Andere Varietäten sind feinkristallin bis dicht und weisen häufig keine Orientierung der Minerale auf. Gelegentlich kommen auch Rhyolithe mit Fluidalgefüge vor.

Die Rhyolithgerölle sind in den Moret-Schichten durchweg unverwittert und lassen sich bereits makroskopisch sicher bestimmen. In den Konglomeraten der Langen-Schichten kommen sie zunehmend auch in angewittertem Zustand vor und zeigen dann eine helle Entfärbungsrinde. Lokal sind Einkieselungen durch Devitrifizierung festzustellen.

Der auffällige Reichtum an Rhyolithgeröllen ist vorläufig das einzige für die Geländearbeit brauchbare Indiz für die Unterscheidung der Moret- von den Langen-Schichten im aufschlußfreien Gebiet. Danach und bei einer gegebenen grobklastischen Ausbildung wurden einige Lesesteinlokalitäten (65, 66, 108) dem Verbreitungsgebiet der oberflächennahen Moret-Schichten zugeordnet.

Da die Moret-Schichten sowohl E Darmstadt wie auch in der Umgebung der Grube Messel von Deckenergüssen permischer Basalte überlagert werden, muß die Förderung saurer Vulkanite im Bereich des Sprendlinger Horstes auch schon vor der dieser basischen eingesetzt haben.

Die nächstgelegenen Rhyolithvorkommen im nördlichen Odenwald sind in der Umgebung von Groß-Umstadt in zwei ehemaligen Steinbrüchen (99, 100) aufgeschlossen, die zuletzt petrographisch von AMME (1977) und ARIKAS (1984) untersucht worden sind. Zwar lassen sich dort sämtliche Varietäten aus den Rotliegend-Konglomeraten wiederfinden, als Hauptlieferanten der Gerölle im Sprendlinger Horst kommen sie dennoch allein wegen der geographischen Distanz (ca. 15 km) nicht in Frage. Schlecht gerundete Gerölle mit über 10 cm \varnothing setzen kürzere Transportwege voraus.

CHELIUS (1886a) erwähnt in den Erläuterungen und der geologischen Karte zu Blatt Messel eine „Quarzporphyrdecke“ ca. 0,5 km E des Steinbruchs ‚Mainzer Berg‘ (67). KLEMM (1912, 1938) fand bei seinen Geländebegehungen an dieser Stelle nur Quarzporphyrgerölle und sah es deshalb als nicht gerechtfertigt an, anstehenden Quarzporphyr zu kartieren. Bei einer Diplommkartierung durch HAGEL (in Vorber.) fielen in diesem aufschlußfreien Gebiet ebenfalls nur eckige Lesesteine von Rhyolith auf, die allerdings räumlich konzentriert in Korngrößen mit bis zu ca. 30 cm \varnothing vorkommen. Wenn damit auch kein sicherer Nachweis erbracht werden konnte, so muß doch mit anstehendem Rhyolith in der unmittelbaren Umgebung gerechnet werden.

Als Liefergebiet für die Moret-Schichten im Raume Messel kann der bereits erwähnte Kristallinausläufer des Odenwaldes (vgl. Kap. 4.2.) bestimmt werden. Die Führung von Rhyolithgeröllen in den Breccien und Konglomeraten läßt sich also nur damit erklären, daß Rhyolithe im Bereich dieser Schwelle zur Abtragung zur Verfügung standen. Die Existenz des von CHELIUS (1886a) kartierten anstehenden Rhyoliths kann somit indirekt bestätigt werden.

Daß heute keine weiteren Rhyolithvorkommen im nördlichen Odenwald bekannt sind, ist vermutlich allein durch die schlechten Aufschlußverhältnisse bedingt. Im übrigen können

die Rhyolithe stark erodiert und von rotliegendzeitlichen oder jüngeren Sedimenten überdeckt worden sein.

5.2. Langen-Schichten

Typische Profile:	Steinbrüche im Stadtgebiet von Langen (71), Autobahnböschung entlang der Trassenführung A 661, S der Anschlußstelle Langen (78).
Weitere wichtige Profile und Vorkommen:	Steinbruch NE Offenthal (74), Steinbruch ‚Spitzeberg‘ (75) N Dietzenbach, umliegende Äcker des Hofgutes Neuhof (86), Brg. Kaiser Friedrich Quelle IV, Offenbach (9).
Untergrenze:	erstes Auftreten von Konglomeraten mit Basaltgeröllen bzw. Basis des ersten Basaltes [Steinbruch an der Villa ‚Waldeck‘, Traisa (97)], Kanalschürfe im SE Stadtgebiet von Langen (72).
Obergrenze:	kann nur theoretisch mit der Zechsteinbasis gezogen werden.
Mächtigkeiten:	mindestens 100 m, wahrscheinlich über 130 m.

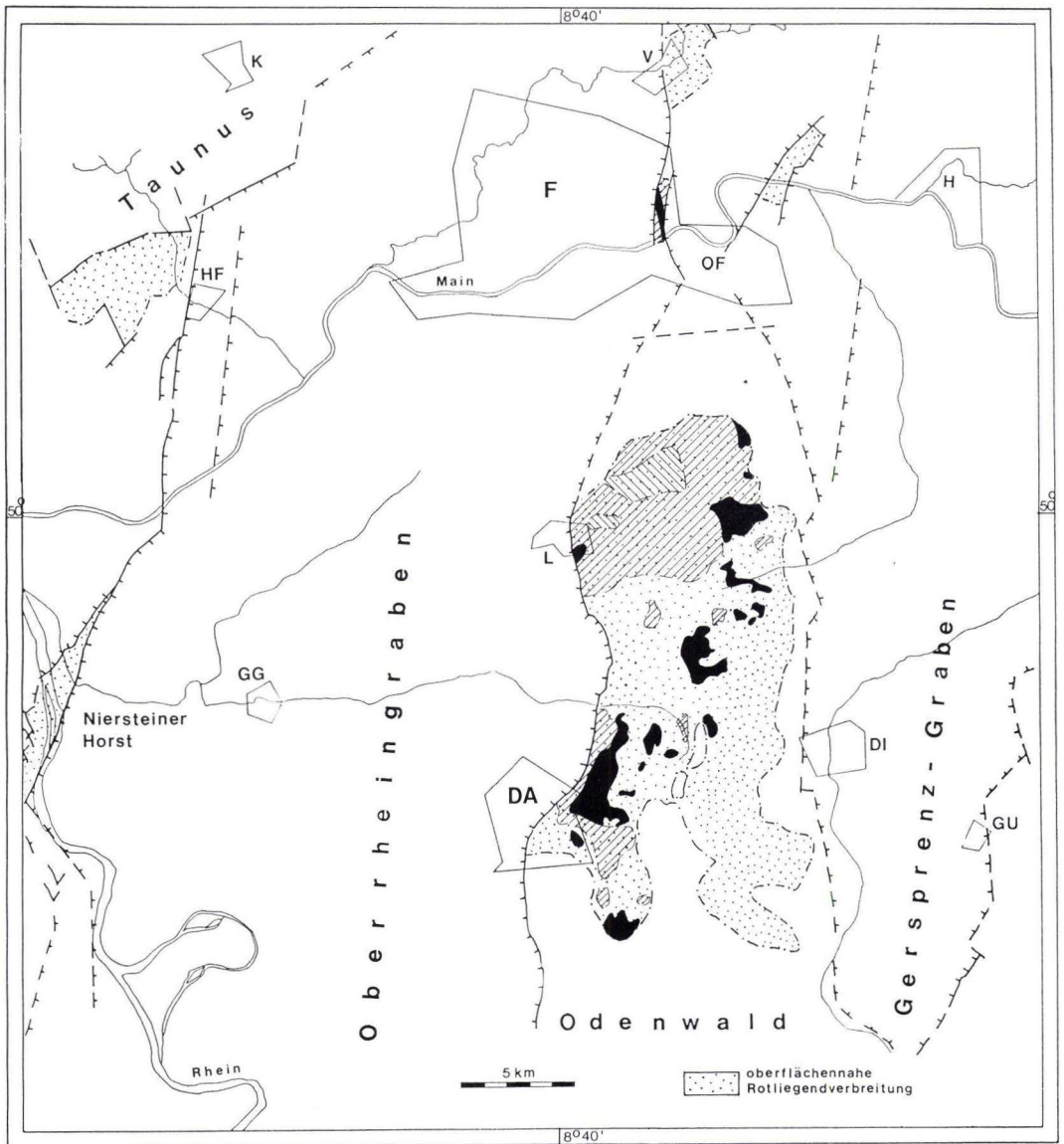
Die Langen-Schichten setzen per Definition mit der Förderung der basischen Vulkanite („Melaphyre“) im Sprendlinger Horst ein, die dieser Einheit ebenfalls stratigraphisch zugerechnet werden. Dabei ist es nötig, neben der ersten Basaltförderung auch das erste Konglomerat mit Basaltgeröllen zur Grenzziehung zu benutzen, da das Aufdringen basischer Vulkanite im Untersuchungsgebiet kein einmaliges Ereignis ist und die Laven nicht so großflächig ausgetreten sind, als daß sie einen zusammenhängenden Grenzhorizont bildeten. Erschwerend kommt hinzu, daß die Basalte mangels petrographischer Charakteristika nicht in einzelne Decken gegliedert werden können (NEGENDANK 1967), und daß unter den gegebenen Aufschlußbedingungen keine Maximalmächtigkeit dieser vulkanosedimentären Wechselfolge zu ermitteln ist.

Der basische Vulkanismus stellt im Rotliegenden Mitteleuropas ein markantes geologisches Ereignis dar, das bereits in anderen Verbreitungsgebieten zur Stratigraphie verwendet wurde und wird (SCHWAB in: ATZBACH & SCHWAB 1971, FALKE 1974a, PLEIN, 1978, KOWALCZYK 1983 u. a.). Trotz einiger Schwierigkeiten bei der Klärung der Verbandsverhältnisse im relativ kleinräumigen Untersuchungsgebiet und bei der nachträglichen Grenzziehung allein auf der Grundlage von Schichtenverzeichnissen ehemaliger Brg. ist diese Definition der Untergrenze der Langen-Schichten mit der Schaffung einer Korrelationsbasis im überregionalen Vergleich zu rechtfertigen. Im übrigen gibt es selbst im Sprendlinger Horst bislang kein alternatives rein petrographisches Merkmal, das zu Gliederungszwecken verwendet werden kann.

Die sedimentären Langen-Schichten werden in einen unteren, überwiegend grobklastischen und einen oberen, überwiegend feinklastischen Abschnitt unterschieden. Als Grenze zwischen beiden Abschnitten werden die biogenen Kalke („Plattenkalke“) angenommen, die aus kartiertechnischen Gründen bereits dem oberen Abschnitt zugerechnet werden.

Die Bildung dieser Karbonate ist stark vom lokalen Milieu abhängig, weshalb sie nicht als lateral beständige Bänke entwickelt und dementsprechend nicht zur Festlegung einer Formationsgrenze geeignet sind.

Abgesehen von den beiden Verbreitungsgebieten dieser biogenen Kalke NE Langen (87, 88) und E Sprendlingen (86, 106) sind im Sprendlinger Horst nur Langen-Schichten des unteren Abschnitts angetroffen worden, die ihrerseits in ihrer ehemaligen Verbreitung das gesamte Untersuchungsgebiet mit Ausnahme des Ablagerungsraums bei Roßdorf–Dieburg umfaßten (Abb. 14).



■ a ▨ b ▩ c

Abb. 14. Oberflächennahe Verbreitung der Langen-Schichten. a – Basalt; b – Sedimente des unteren Abschnitts; c – Sedimente des oberen Abschnitts, (Legende s. Abb. 7, S. 18).

Im Sprendlinger Horst konnten keine Rotliegend-Sedimente nachgewiesen werden, die bereits vor der Basaltförderung abgelagert wurden. Dennoch kann ihre Existenz für den nördlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes nicht ausgeschlossen werden. Dies gilt insbesondere für die basalen Schichten in den wichtigen Brg. ‚Dampfmühle‘ (42; REINACH 1894) und ‚Neuhof I und II‘ (53, 54; BÖKE 1971/72, BÖKE & DIEDERICH 1972), die als einzige die gesamte Rotliegend-Abfolge im nördlichen Sprendlinger Horst durchteuften, ohne aber dabei permische Basalte angetroffen zu haben. Da von diesen Brg. heute nur noch Schichtenverzeichnisse vorliegen, kann nachträglich nicht mehr entschieden werden, ob die Sedimente im unteren Teil des Profils ebenfalls noch den Langen-Schichten zuzurechnen, oder ob sie bereits als Äquivalente der Tholey-Schichten der saarpfälzischen Gliederung anzusehen sind. In diesen Schichtenverzeichnissen werden keine Basalte als Geröllkomponenten beschrieben. Anzumerken ist hier jedoch, daß die kennzeichnenden Basaltgerölle wegen ihres örtlich sehr geringen Anteils am Geröllbestand und ihres meist stark verwitterten Zustands leicht übersehen oder vor Ort nicht identifiziert werden können.⁴

Die Mindestmächtigkeit der Langen-Schichten in diesen Bohrungen läßt sich näherungsweise wie folgt ermitteln:

– Auf die Langen-Schichten des oberen Abschnitts (karbonatreiche Schichten mit Algenkalken) entfallen lt. Schichtenverzeichnis von REINACH (1894) und Geländeaufnahmen von BACKHAUS (1965) in diesem Gebiet ca. 50–60 m.

– Bei Langen, etwa 2 km S, kann für die Sedimente des unteren Abschnitts, die dort dem Basalt unmittelbar auflagern, eine Mächtigkeit von ca. 50 m ermittelt werden.

– Die Mächtigkeiten des Rotliegenden im Sprendlinger Horst nehmen generell von S nach N zu, weshalb für die Langen-Schichten des unteren Abschnitts im Gebiet der Bohransatzpunkte mit einer geringen Mächtigkeitszunahme gegenüber dem Vorkommen bei Langen zu rechnen ist.

Danach erscheint die Annahme einer Gesamtmächtigkeit der Langen-Schichten von mindestens 120–130 m in diesem Gebiet als realistisch. Auf Sedimente der Tholey-Schichten könnte also theoretisch maximal ebenfalls noch eine solche Mächtigkeit entfallen.⁵

5.2.1. Basalte

Diese als ‚Melaphyre‘ bezeichneten permischen Vulkanite treten in zahlreichen Vorkommen entlang der SSW-NNE gerichteten Linie zwischen Traisa und Dietzenbach im Sprendlinger Horst auf und sind über Brg. bei Offenbach und im östlichen Frankfurter Stadtgebiet bis in die Wetterau zu verfolgen (Abb. 14).

⁴ Dies erklärt unter anderem auch die Unsicherheiten und Widersprüche früherer Bearbeiter beim Versuch einer stratigraphischen Verknüpfung der einzelnen Vorkommen und dem Aufstellen einer Gliederung (vgl. Kap. 4.1.).

⁵ Für die Beschreibung des Rotliegenden im Sprendlinger Horst ist dies nur von untergeordneter Bedeutung. Relevant wird diese Frage jedoch bei der Diskussion der paläogeographischen Entwicklung und damit bei der Korrelation mit den benachbarten Ablagerungsräumen (Kap. 8 und 9), weshalb hier auf eine ausführliche Darstellung nicht verzichtet werden kann.

Abgesehen von wenigen Kernstrecken aus Brg. liegt das Gestein in stark verwittertem, z. T. zersetztem Zustand vor. Entsprechend zeigen sich Farben von dunkelgrauviolett über rotstichig, bräunlich, schwach grünstichig bis zu hellgrau. Häufig ist der Basalt blasenreich ausgebildet, wobei die Hohlräume unterschiedliche Größe und Form annehmen und calcit-, ton- oder chalzedonverfüllt sind. Daneben kommen jedoch auch fein- bis grobkristalline, dichte Varietäten vor.

Die stratigraphische Verwendbarkeit der Basalte wird neben den genannten Schwierigkeiten durch die Tatsache beeinträchtigt, daß sie sowohl intrusiver als auch extrusiver Genese sein können (Abb. 15).



Abb. 15. Effusiver ‚Melaphyr‘ in Stricklava-Ausbildung; Neubaugebiet Dietzenbach-Steinberg (90), (Maßstab 5 cm).

U. d. M. zeigt sich das typische Feldspatleistengefüge in intergranular-intersertaler oder in ophitisch-intersertaler Ausbildung. An einigen weniger stark zersetzten Plagioklasen mit polysynthetischer Verzwilligung wurde der Anorthitgehalt nach der Rittmann-Zonenmethode ermittelt. Als maximale Werte ergaben sich 35–40 Mol.-% An, durchschnittlich lagen die Anteile jedoch deutlich niedriger (5–15 Mol.-% An). Serizit und Calcit sind die häufigsten Zersetzprodukte der Feldspäte. Gelegentlich ist Albit-Neuspaltung zu beobachten.

Der übrige Mineralbestand ist häufig wegen der fortgeschrittenen Zersetzung schwer zu bestimmen. Die Pyroxene lassen zwar manchmal sogar noch eine Lamellierung erkennen,

sind jedoch meist stark vererzt und viriditisiert. Unzersetzte Olivine wurden nicht beobachtet. Nur selten sind Pseudomorphosen aus Erz oder Karbonat festzustellen. An Erzmineralen wurden neben reichlich Hämatit nur geringe Anteile an Magnetit und Ilmenit nachgewiesen.

Die Mesostasis ist viriditisiert und mikroskopisch nicht auflösbar. Röntgenbeugungsanalysen ergaben hohe Gehalte an Vermikulit, Chlorit, Montmorillonit und Kaolinit.

Für weitere Angaben wird auf die Arbeiten von NEGENDANK (1967, 1968) verwiesen, der die permischen Basalte im Sprendlinger Horst zuletzt eingehend petrographisch untersuchte.

5.2.2. Schichtenfolge

Die Langen-Schichten sind die am besten aufgeschlossenen Sedimente im Untersuchungsgebiet, da die Sandsteine in der Vergangenheit in mehreren Steinbrüchen als Baumaterial gebrochen wurden. Außerdem wurden die Schichten im SE Stadtgebiet von Langen durch die Schaffung eines Neubaugebietes in zahlreichen Tagesaufschlüssen (Baugruben und Kanalschürfe) und beim Bau der Trasse A 661 E Langen an der Böschung freigelegt. Die vollständige Abfolge wie sie in Abb. 16 kompiliert dargestellt ist, ist im Sprendlinger Horst jedoch an keiner Stelle aufgeschlossen.

Bei Langen konnten die Schichten des unteren Abschnitts über insgesamt ca. 50 m Profilhöhe im Hangenden eines rotliegendzeitlichen Basaltes ausgenommen werden. Dabei zeigte sich in Übereinstimmung mit verschiedenen Brg. im nördlichen Sprendlinger Horst (z.B. 40, 53, 54) eine generelle, diskontinuierliche Korngrößenabnahme vom Liegenden zum Hangenden: Während im basalen Bereich Konglomerate und Grobsandsteine deutlich vorherrschen, schalten sich zum Top der Abfolge zunehmend Mittelsand-, Feinsand- und Siltsteine ein.

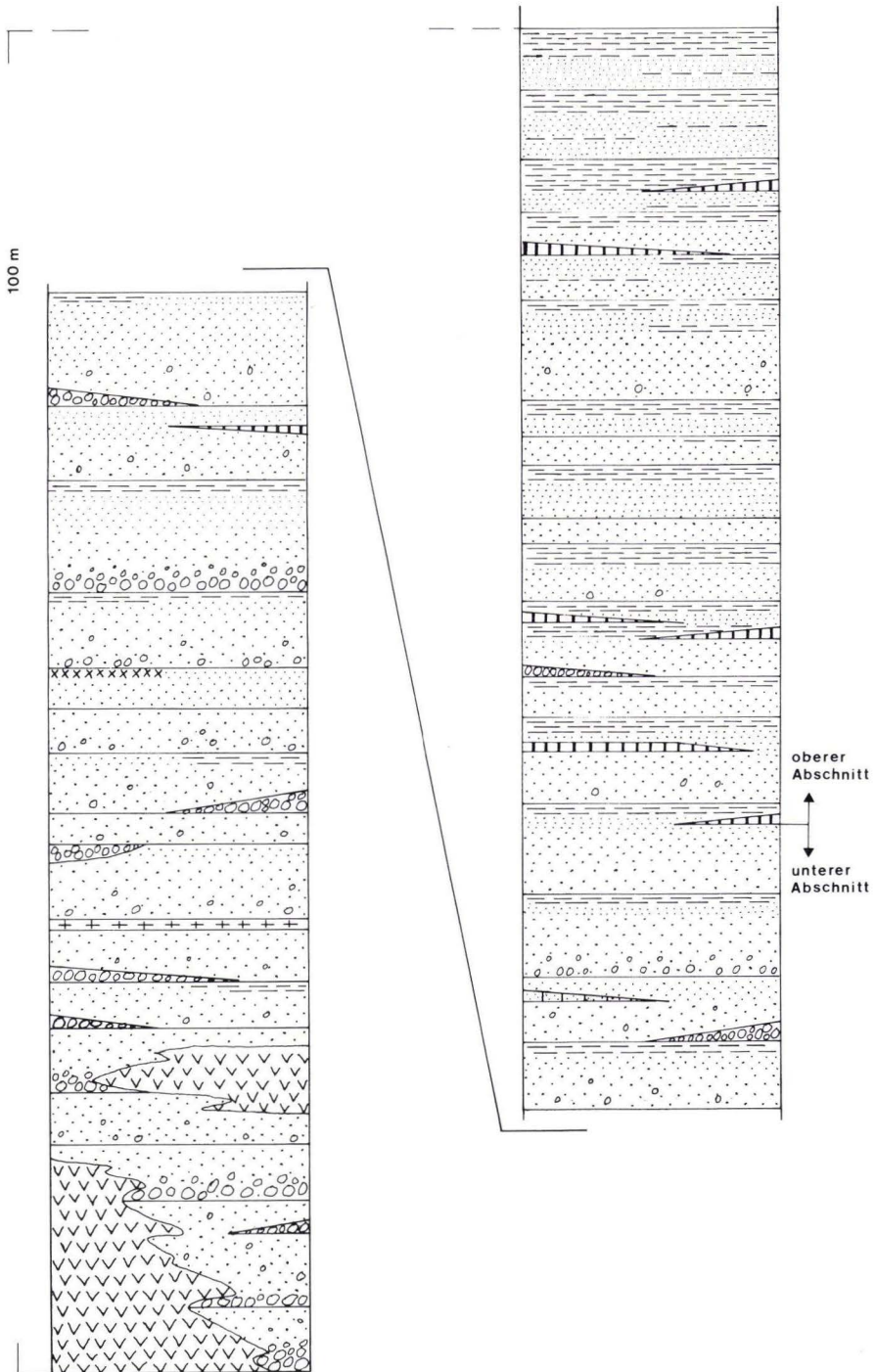
Diese granulometrische Unterscheidung läßt in Verbindung mit weiteren Merkmalen wie Schichtung, Sedimentstrukturen, etc. eine Entwicklung vom Ablagerungsraum im Bereich hoch turbulenter zu dem im Bereich niedrig turbulenter Gewässer erkennen und ermöglicht damit eine sedimentologische Differenzierung der Schichtenfolge.

5.2.2.1. Unterer Abschnitt

Die auffälligsten Kennzeichen dieser Schichtenfolge sind eine kräftige Rotfärbung der Gesteine, die bei feinerkörnigen Sedimenten sogar in ziegelrote Färbung übergehen kann, und die rhythmische Gliederung in einzelne fining-upward-Sequenzen. Diese Klein-Rhythmen erreichen Mächtigkeiten bis zu max. 6 m, im Normalfall zwischen ca. 2 und 4 m, und sind im basalen Teil der Abfolge durch Erosion häufig bis auf einen wenige dm mächtigen Torso aus Grobklastika reduziert.

Die fining-upward-Sequenzen der basalen Schichten lassen sich ihrem internen Aufbau nach in drei Grundtypen unterscheiden (Abb. 17), die sich in unregelmäßiger Folge überlagern und auch lateral vertreten. Darüber hinaus sind kombinierte Sequenzen aus verschiedenen Grundtypen anzutreffen.

Langen - Schichten



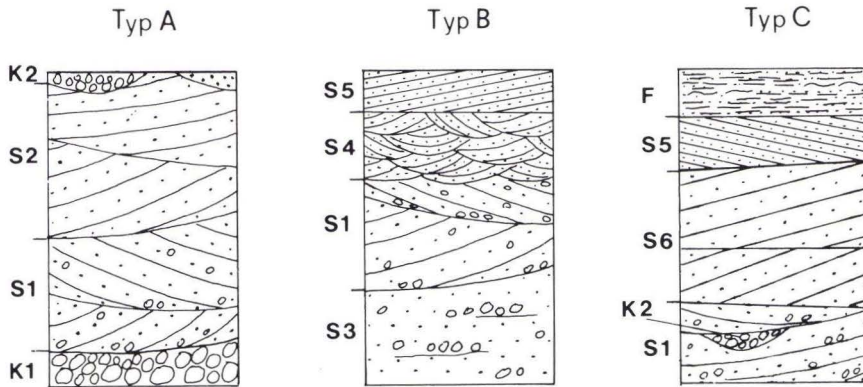


Abb. 17. Typisierte fining-upward-Sequenzen im unteren Abschnitt der Langen-Schichten (Erl. im Text.).

Sequenztyp A

Wie auch die anderen Typen B und C setzt Typ A über einer Erosionsdiskordanz ein. Die basale Einheit K 1 bildet ein Grob- bis Mittulgrobkonglomerat, das undeutlich horizontal oder sehr flachwinklig mitteldimensional bogig schrägschichtet ist. Im Gegensatz zu den meisten Konglomeraten der Moret-Schichten weisen die relativ gute Rundung der Gerölle, die Einregelung plattiger Komponenten und eine überwiegend deutlich ausgebildete Gradierung auf eine Ablagerung unter strömendem Wasser hin. Dieses Sediment kann zweifelsfrei als Sohlenpflaster einer Rinne (channel lag deposit) identifiziert werden. Die laterale Erstreckung ist im Aufschluß immer über mindestens einige m zu verfolgen.

Die Ausbildung eines channel lag deposits ist u.a. von der Morphologie des Rinnenbodens abhängig, d. h., es kann als Basissediment von Rinnenablagerungen örtlich fehlen oder im Falle eines reliefierten Untergrundes durch mehrere isolierte Konglomerate (scour-and-fill-structures) vertreten sein, die im Anschnitt als benachbarte Linsen, unterbrochen von Grobsandschüttungen, zu erkennen sind, und die ebenfalls als Konglomerate vom Typ K 1 bezeichnet werden.

Die gewöhnlich auch mit erosiver Basis einsetzende überlagernde Einheit S 1 ist als dickbankiger Grob-, seltener als Mittelsandstein mit wechselnd bogig mitteldimensionaler Schrägschichtung entwickelt. Dabei zeigen die Schrägschichtungsblätter normalerweise nur ein flaches Einfallen ($< 20^\circ$) und in der Annäherung zur Basis einen tangentialen oder konkaven Verlauf. Dieser Sandsteintyp führt Einzelgerölle an der Basislinie der jeweiligen Schrägschichtungsblätter, isoliert im Sediment verteilt und fast immer angereichert an der Bankuntergrenze.



Abb. 16. Kompiliertes Profil durch die Langen-Schichten, (Legende s. Abb. 8, S. 19).

S 1-Sandsteine sind die dominierenden Sedimente im unteren Abschnitt der Langenschichten. Sie sind in annähernd allen Sequenzen wiederzufinden und prägen damit den Charakter der Schichtenfolge.

Die nächstfolgende Einheit S 2 unterscheidet sich vom Typ S 1 i. w. durch das Fehlen von Geröllen. Damit einhergehend sind eine leichte Kornverfeinerung (überwiegend Mittelsand) und eine etwas bessere Sortierung festzustellen.

Zwischen den Sandsteinen S 1 und S 2 gibt es alle Übergänge, so daß eine definitive Zuordnung nicht immer vorgenommen werden kann. Der geröllfreie S 2-Sandstein ist vergleichsweise selten entwickelt. In zahlreichen Fällen ist der Aufbau einer Sequenz bereits mit der Ablagerung des Sandsteins S 1 abgeschlossen. Beide Typen zeigen die charakteristischen Sedimentgefüge von dunes als basale Einheiten formdiskordanter Großrippeln, wie sie nach MIALL (1978) und ALLEN (1983) als Sandbänke (compound bars) im Einflußbereich verzweigter Rinnen (braided channels) gebildet werden.

Vornehmlich im höheren Abschnitt der Sequenz A sind häufig scharf umgrenzte, örtlich kleindimensionale schräggeschichtete Geröll- oder Sandlinsen (dm-Bereich) in der Art von cut-and-fill-structures anzutreffen (Typ K 2). Diese Ablagerungen stellen Füllungen untergeordneter Rinnen dar, die sich bei Erhöhung der Wasserführung in die Sandbanksedimente des Hauptrinnensystems einschneiden. Linsen vom Typ K 2 sind örtlich auch in den Sedimenten S 1-S 5 und F nachzuweisen.

Gelegentlich erreichen Konglomeratlinsen am Top einer Sequenz Ausmaße bis zu über 1 m, so daß bei Überlagerung durch die folgende fining-upward-Sequenz nicht mehr sicher zu entscheiden ist, ob es sich noch um Füllungen untergeordneter Rinnen oder bereits um die Basisedimente (K 1) der nächsten Sequenz handelt.

Die Sequenz vom Typ A repräsentiert insgesamt eine reine Rinnensequenz (in-channel deposits) im Milieu verzweigter Flußsysteme.

Sequenztyp B

Der Hauptunterschied zur Sequenz A besteht in der Ausbildung der Basiseinheit (S 3), einem mittel- bis dickbankigen, geröllführenden Grobsandstein, der durch eine schlechte Sortierung und eine undeutliche Horizontalschichtung auffällt. Die überwiegend gut gerundeten Gerölle können in unscharf begrenzten Lagen angereichert sein, finden sich aber daneben eingestreut im gesamten Sediment, das in den meisten Fällen keine Gradierung erkennen läßt. Die Geröllführung ist stark schwankend, so daß gelegentlich Übergänge zu Konglomeraten (mit hohem Sandanteil) beobachtet werden können.

Die Entstehung dieser Gesteine ist nicht durch Ablagerungsvorgänge im normalfluvialen Milieu zu erklären. Vielmehr ist davon auszugehen, daß die Sedimentfracht aus einem stark mit Detritus beladenen Gewässer rasch zum Absatz kam. Solche Ablagerungsbedingungen werden von GLENNIE (1970) und PICARD & HIGH (1973) von nur zeitweise existierenden Flüssen (ephemeral streams) beschrieben, die nach starken episodischen Niederschlägen Sedimentmaterial zusammenschwemmen und in trockengefallenen Flußbetten bis zu mehrere m mächtige Ablagerungen hinterlassen können. Die schlechte Sortierung solcher Sedimente ist nach WALKER (1976) unter anderem auf postsedimentäre Vorgänge (aszendente Porenwässer) zurückzuführen.

Gelegentlich zeigen auch S 3-Sandsteine mehr oder weniger scharf begrenzte Konglomerat- oder Sandlinsen vom Typ K 2, die jedoch hier vermutlich nicht bei erhöhtem, sondern

im Gegenteil erst bei nachlassendem Wasserangebot als Ablagerungen kleinerer Rinnen, die das ‚Restwasser‘ abführen, gebildet werden.

Der Typ S 3 kommt insgesamt selten vor und ist im südlichen Sprendlinger Horst in der Nähe zur Schwellenregion häufiger anzutreffen. Mit steigendem Verhältnis Wasser/Sedimentfracht wird sowohl die Sortierung als auch die Schichtung graduell besser, so daß Übergänge zum sehr flachwinklig schräggeschichteten Sandstein vom Typ S 1 entstehen.

Zum Hangenden der Sequenz B folgen wieder eindeutig fluviatile Ablagerungen mit der bereits vorgestellten Einheit S 1, die überlagert wird von einem relativ geringmächtigen, wechselnd kleindimensional bogig schräggeschichteten Mittelsandstein (S 4), der gelegentlich eingestreute Gerölle führen kann. S 4-Sandsteine halten im Vergleich zu den Typen S 1 und S 2 deutlich weniger weit durch und werden von diesen auch lateral vertreten. Im Normalfall bestehen zwischen S 1- bzw. S 2-Sandsteinen und dem Typ S 4 keine Bankgrenzen, woraus sich ableiten läßt, daß beide Typen Bestandteile derselben Sandbank sind. Nach CANT & WALKER (1976) bilden sich Sandsteine vom Typ S 4 bei nachlassender Strömungsenergie und damit verbundenem verlangsamten Wandern der Sandbänke als überlagernde, feinkörnigere Schrägschichtungseinheit der gröberkörnigen dunes.

Als Abschluß der Sequenz folgt erneut eine Sandstein-Einheit (S 5), die sich i. w. durch eine mittel-, seltener kleindimensionale planare Schrägschichtung auszeichnet. Die laterale Beständigkeit variiert sehr stark, da das Sediment im Regelfall von Sandsteinen des Typs S 1 abgeschnitten wird.

S 5-Sandsteine sind relativ gut sortiert und geröllfrei. Das Korngrößenspektrum umfaßt den gesamten Mittelsandbereich, so daß örtlich eine Kornvergrößerung im Vergleich zur unterlagernden Einheit festzustellen ist. In diesen Fällen ist die fining-upward-Sequenz streng genommen bereits mit der Ablagerung des S 4-Sandsteins beendet. Allein daraus wird ersichtlich, daß die Genese des Typs S 5 auf veränderte Ablagerungsbedingungen zurückzuführen ist. Die sedimentologische Deutung stützt sich auf Beschreibungen von CANT & WALKER (1976, 1978), wonach Sandsteine dieses Typs als sand waves anzusehen wären, die sich auf sand flats im Zwischenrinnenbereich unter niedrigeren Strömungen entwickeln.

Die Sequenz B stellt somit eine kombinierte Folge von Rinnen- und Zwischenrinnenablagerungen ephemerer und verzweigter Flüsse dar.

Sequenztyp C

Der untere Abschnitt der Sequenz C entspricht dem der Sequenz A, wobei das Basiskonglomerat K 1 jedoch meist nicht entwickelt und der Sandstein S 1 relativ geringmächtig ausgebildet ist. Zum Hangenden folgt dagegen ein Mittel- bis Grobsandstein (S 6), der wechselnd mitteldimensional planar schräggeschichtet ist und eingestreute Gerölle führen kann. Für die Interpretation kommen zwei Möglichkeiten in Betracht: Die Sedimente stellen entweder die Vertretung der S 2-Sandsteine dar, die unter geringerer Strömung abgelagert wurden, oder aber sie sind einem anderen Sandbanktyp, quer zur Strömungsrichtung verlaufend (cross channel bar), zuzuordnen (CANT & WALKER 1978, GALLOWAY & HOBDAI 1983). Eine Unterscheidung läßt sich nur beim lateralen Verfolgen der Grenze zur unterlagernden Schicht vornehmen, was aufschlußbedingt oder in Brg. oft

nicht möglich ist. Fall 1 wird angenommen, wenn die Grenze schräg durch dieselbe Bank verläuft, Fall 2, wenn der Sandstein S 6 über einer horizontalen Diskordanz als neue Bank einsetzt.

In beiden Fällen folgt zum Hangenden erneut ein Mittelsandstein vom Typ S 5, der seinerseits gelegentlich von einer flaserig oder undeutlich wellig horizontal geschichteten Feinsandstein-Siltstein-Alternation (Typ F) überlagert wird.

Die Feinklastika vom Typ F treten generell stark zurück und sind außer als Topsedimente der Sequenz C auch örtlich als geringmächtige (cm- bis max. dm-Bereich), lateral über wenige m auskeilende Horizonte S 1-, S 2- und S 4-Sandsteinen zwischengeschaltet. Ihre Bildung erfolgt unter geringen Turbulenzen außerhalb des Hauptströmungsbereichs, Bedingungen, die in wechselnd stark wasserführenden, migrierenden Rinnen vielerorts gegeben sein können.

Ähnlich der Sequenz B repräsentiert also auch der Typ C eine Kombination von Rinnen- und Zwischenrinnenablagerungen, allerdings ausschließlich im verzweigten Flußsystem. In Abweichung zur Sequenz A werden andere Sandbanksedimente erfaßt.

Das Ablagerungsmilieu der basalen Langen-Schichten läßt sich zusammenfassend als environment flacher, verzweigter Rinnen mit schneller lateraler Migration der Wasserläufe beschreiben. Typische Sedimentgefüge und -strukturen sind basale Erosionsdiskordanzen, mitteldimensionale Schrägschichtung, scour- bzw. cut-and-fill-structures und Belastungsmarken (load casts). Die Strömungsverhältnisse und die Wasserführung unterliegen starken Schwankungen, die auf peri-/episodische Regenfälle zurückzuführen sind. Die Folge sind Unterbrechungen im lokalen Sedimentationsgeschehen und die Reaktivierung trockenengefallener Abflußkanäle. So kommt es beispielsweise auch zur diskordanten Überlagerung eines groben Rinnensediments durch feinkörnigen S 5-Sandstein (Abb. 18).

Der untere Abschnitt der Langen-Schichten zeigt im aufgeschlossenen Gebiet bei Langen eine diskontinuierliche Verringerung der durchschnittlichen Korngrößen im Milieu perennierender Gewässer zum Hangenden hin. In Kanalschürfen und Baugruben im Neubaugebiet am SE Stadtrand (mittlerer Bereich der gesamten Schichtenfolge) wurden gelegentlich schon laminierte Feinsandstein-Siltstein-Alternationen beobachtet, die dm-Mächtigkeit erreichen, lateral über einige m durchhalten und wolkige Karbonatanreicherungen („powder clacretes“) enthalten. Das Auftreten dieser Ablagerungen in der ansonsten gleichbleibenden Fazies der umgebenden Sedimente deutet die Entstehung erster Überflutungsflächen mit ruhigen Absatzbedingungen an, wie sie für verzweigte Flußsysteme eher untypisch, für mäandrierende jedoch charakteristisch sind.

Auch im Steinbruch NE Offenthal (74) fällt ein Sediment auf, das dem Ablagerungsmilieu verzweigter Rinnen nicht mehr eindeutig zugeordnet werden kann: In der Mitte der N-Wand hält eine rotgefärbte Feinsandsteinbank bei einer annähernd konstanten Mächtigkeit von ca. 0,70 m lateral über mindestens 20 m durch. Sie ist flaserig bis wellig horizontal geschichtet und wird von dickbankigen grobklastischen Rinnenablagerungen über- und unterlagert sowie auch lateral vertreten, wobei beide Sedimente fingerförmig ineinander übergreifen (Abb. 19). Diese Feinsandsteinbank belegt die Existenz einer Überflutungsebene in einer Fazies, die ansonsten eher einem verzweigten als mäandrierenden Flußsystem entspricht, da weder Gleithang- (point bar-) noch Ufersequenzen (bank- / bzw. levée- und crevasse splay deposits) entwickelt sind.

Bei der Rekonstruktion wird eine flach zur Rinne geneigte Überflutungsebene angenommen, die bei wechselndem Wasserspiegel unterschiedlich weit von Sedimentation aus Saltations- oder Suspensions-

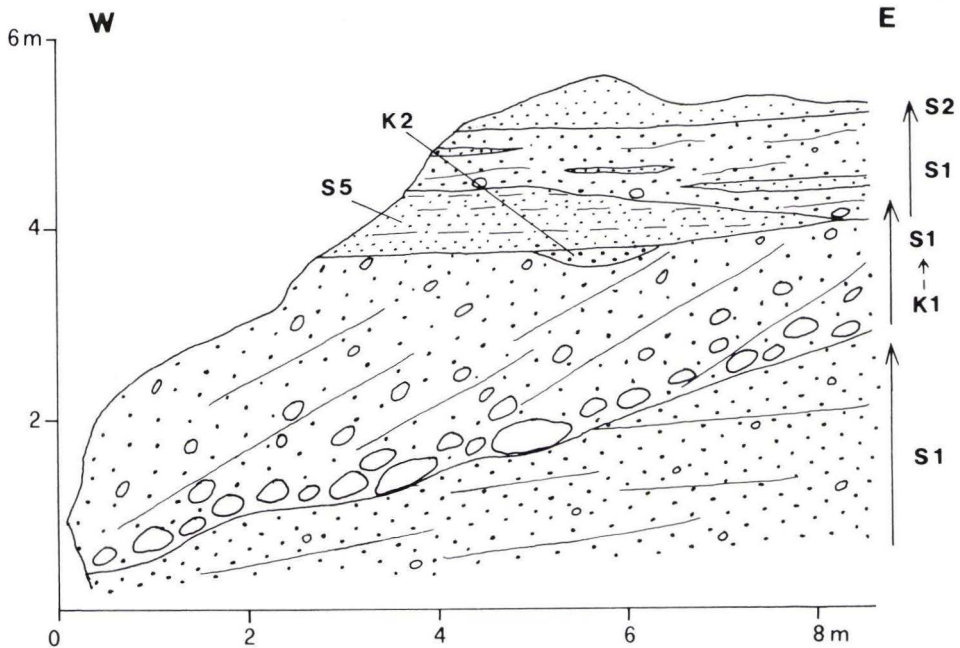


Abb. 18. Basale Rinnensedimente mit großen Intraformationalgeröllen (K1–S1), überlagert durch feinkörnigen S5-Sandstein; Steinbruch ‚Naturfreundehaus‘, Langen (71b).

fracht betroffen wird. HANER (1984) beschreibt ähnliche Ablagerungsverhältnisse auch vom Milieu einer „braided floodplain“, in der in morphologischen Depressionen bei jahreszeitlich bedingtem höheren Wasserangebot Sedimentfracht abgesetzt wird. Andererseits deutet die Verzahnung der Rinnen- und Nebenrinnensedimente im Steinbruch Offenthal auf eine unscharfe Flußbettbegrenzung hin, was für verzweigte Flüsse, in denen normalerweise lateralerosive Strömungen herrschen, selten ist. Sedimentakkumulation im Uferbereich entspricht vielmehr dem Milieu mäandrierender Rinnen.

Demnach kann zwar ein Wechsel der Sedimentationsbedingungen hin zur Ablagerung unter geringer turbulenten Gewässern festgestellt werden, Aufschlüsse oder Bohrkerne, in denen die für mäandrierende Flußsysteme charakteristischen Sequenzen angetroffen wurden, existieren jedoch ebensowenig wie Spülprobenmaterial älterer Bohrungen, aus deren Schichtenverzeichnissen das Vorhandensein z.T. m-mächtiger, feinklastischer Horizonte oder gar Bänke hervorgeht.

Wenn auch der obere Teil dieser Abfolge nicht gleichermaßen detailliert beschrieben werden kann wie der basale, so ist doch ein Wechsel des Sedimentationsmilieus von verzweigten zu mäandrierenden Flußsystemen nachzuweisen. Da petrographische Unterscheidungskriterien und durchhaltende Bezugshorizonte fehlen, bieten diese sedimentologi-

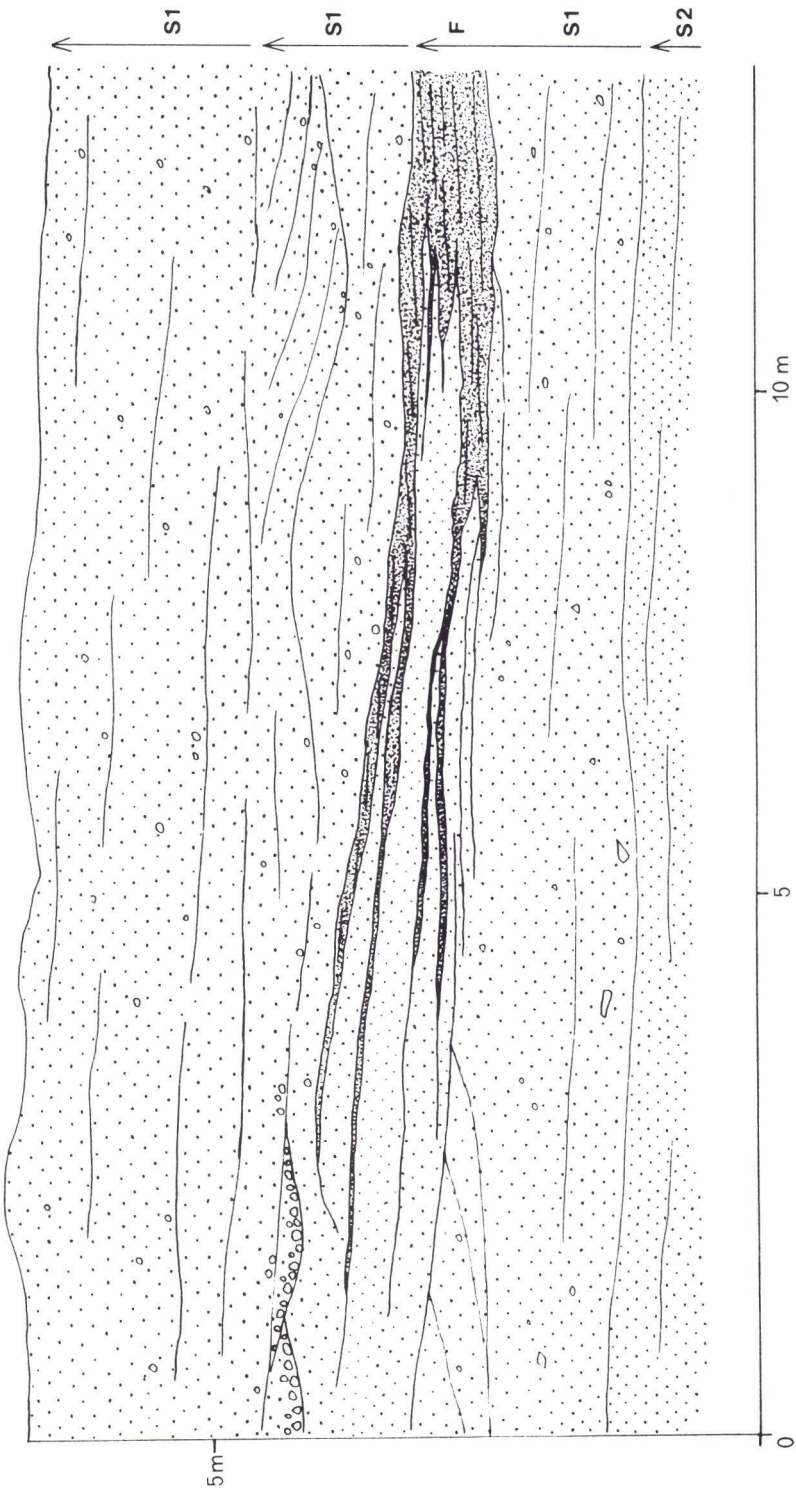


Abb. 19. Verzahnung von Rinnen- und Nebenrinnensedimenten im höheren Teil der Längen-Schichten (unterer Abschnitt); Steinbruch NE Offenthal (74), N-Wand. (Erl. im Text).

schen Merkmale unter Berücksichtigung der jeweiligen Lage und Entfernung zum Abtragungsgebiet die einzige Korrelationsbasis für die Verknüpfung der verschiedenen Vorkommen.

So können beispielsweise die Vorkommen bei Dietzenbach (75, 77, 110) und Götzenhain (78) dem basalen, diejenigen bei Offenthal (74) und Urberach (80) dem höheren Teil der Langen-Schichten (unt. Abschn.) zugeordnet werden.

Mit Annäherung an die südliche Schwellenregion nimmt die Mächtigkeit der Langen-Schichten kontinuierlich ab. Im Gebiet von Darmstadt ist die Schichtenfolge bereits auf ca. 30 m reduziert, zeigt jedoch weiterhin die Gliederung in einzelne fining-upward-Sequenzen mit Kornverfeinerung zum Hangenden hin. Dabei treten zum Top der Abfolge ebenfalls feinklastische Sedimente (flood plain deposits) und karbonatische Gesteine (kalkige Sandsteine und Mergel) auf, die stratigraphisch den im Raum Langen-Dreieich im Liegenden der biogenen Kalke angetroffenen Schichten entsprechen.

SE Darmstadt und weiter S im Gebiet von Mühlheim-Traisa fällt dagegen eine starke generelle Kornvergrößerung in der Anlieferung von fast ausschließlich nur Mittel- bis Grobkonglomeraten (Typ K 1) und überwiegend stark geröllführenden Grobsandsteinen vom Typ S 1 auf, die sich alternierend überlagern. Die Gerölle in den Konglomeraten erreichen häufig Durchmesser bis zu 10 cm und sind überwiegend gut gerundet. In den meisten Bänken zeichnet sich eine deutliche, wechselnd bogige Schrägschichtung ab, wobei die Übergänge zwischen den einzelnen Konglomeratschüttungen in der Mehrheit scharf entwickelt sind. Daneben kommen jedoch auch schichtungslose Grobkonglomerate vor, die als channel lag deposits lateral über mehr als 10 m durchhalten.

Die bis zu 3 m mächtigen, blaßrotbraun gefärbten Grobsandsteine sind sowohl als scharf abgegrenzte Bänke wie auch mit kontinuierlichen Übergängen zu Basiskonglomeraten ausgebildet. Auch sie sind in der Regel wechselnd mitteldimensional bogig schrägschichtet (dunes). Eine rhythmische Gliederung der Schichtenfolge ist nur selten zu erkennen, da die rasche laterale Migration von Rinnen mit Wasserführung hoher Turbulenz die Entstehung von fining-upward-Sequenzen weitgehend verhinderte (vgl. Abb. 20). Selbst in unmittelbarer Nachbarschaft zum Odenwaldkristallin ist damit eine Ablagerung unter fluviatilen Bedingungen festzustellen. Schutt- und Schwemmfächersedimente in der Fazies der Moret-Schichten waren hingegen nicht anzutreffen.

Bemerkenswert ist, daß dennoch örtlich dm-mächtige und z.T. bis zu 2 m mächtige, laminierte oder flaserig – mikroschräg geschichtete Siltsteine und Tonstein-Siltstein-Feinsandstein-Wechselagerungen (im Kontakt zu permischen Basalten) vorkommen, aus denen der bislang einzige bestimmbare Abdruck eines Pflanzenrestes in den Langen-Schichten stammt (Abb. 21).

Der Kontakt dieser unter sehr geringen Turbulenzen abgelagerten Schichten zu den oben beschriebenen grobklastischen Sedimenten ist an keiner Stelle aufgeschlossen, so daß derzeit nicht entschieden werden kann, ob sich die beiden unterschiedliche Milieus anzeigenden Fazies lateral vertreten, oder ob die Feinklastika von den groben fluviatilen Sedimenten überlagert werden. Einerseits wäre eine stark reliefierte Schwellenregion zu rekonstruieren, die neben hochturbulenten Gewässern auch die Existenz isolierter Flachwasserbereiche zuläßt, andererseits wäre eine deutliche Reliefbebung in diesem Abschnitt des Untersuchungsgebietes erst mit einiger Verzögerung nach der Förderung der basischen Vulkanite anzunehmen; eine Entwicklung, wie sie für den Bereich des Wetterau-Troges von MARELL & KOWALCZYK (1986) nachgewiesen werden konnte.

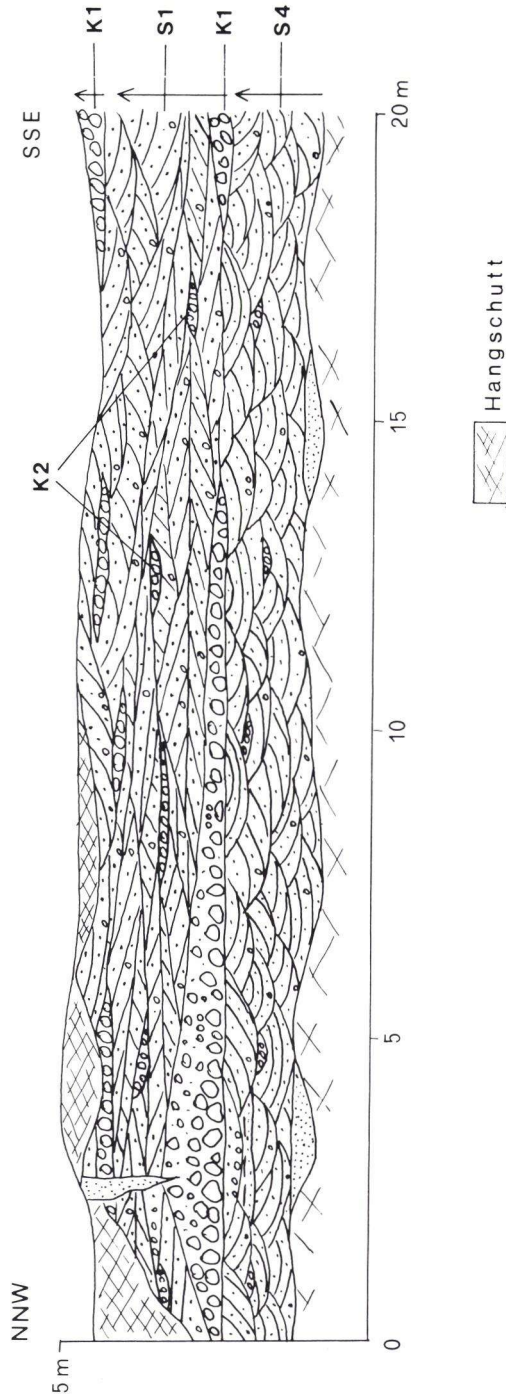


Abb. 20. Undeutlich entwickelte fining-upward-Sequenzen in flachen verzweigten Rinnen; Aufschlußskizze Baugrube .In den Gänsäckern 2', Mühlheim-Traisa (S2), Langen-Schichten (unterer Abschnitt).

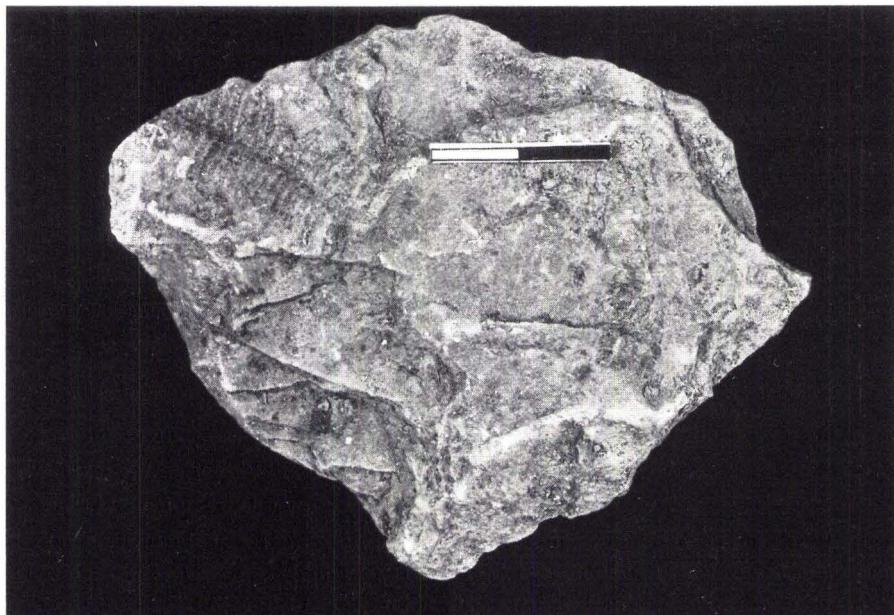


Abb. 21. Abdruck von *Scolecoperis* sp. (oben links); Bahneinschnitt NW Traisa (81), (Maßstab 2 cm).

5.2.2.2. Oberer Abschnitt

Von den Sedimenten der Langen-Schichten, oberer Abschnitt (Abb. 16), sind im Untersuchungsgebiet des Sprendlinger Horstes nur die basalen Schichten („Plattenkalk-Fazies“) erhalten, die während der Geländearbeit zwar nur als Lesesteine aufgenommen werden konnten, jedoch in der Vergangenheit bei Dreieich-Dreieichenhain (106) in Kanalschürfen aufgeschlossen waren (BACKHAUS 1965). Auch in der Brg. ‚Dampfmühle‘ (42) wurden nach Angaben von REINACH (1894) noch biogene Karbonate bis zu einer Teufe von ca. 32 m angetroffen.

Die klastischen Sedimente lassen zunächst keine gravierende Änderung der lithologischen Ausbildung im Vergleich zum höheren Teil des unteren Abschnitts erkennen. Nach den Angaben älterer Autoren (KLEMM 1901, REINACH 1894, BACKHAUS 1965) besteht die Schichtenfolge aus ca. 40 m bis über 60 m mächtigen, fein- bis mittelklastischen, untergeordnet grobklastischen Sedimenten, die sich durch einen erhöhten Kalkgehalt auszeichnen. Karbonatanreicherungen zeigen sich danach in den tieferen Profilabschnitten in der Ausbildung zwischengeschalteter, dm-mächtiger Mergelbänke, am Top der Abfolge als plattig absondernde Kalke organogener Entstehung, die von gesteinsbildenden Algen bzw. Mikroben aufgebaut wurden und als ‚Plattenkalke‘ Eingang in die Literatur fanden (CHELIUS 1886a, KLEMM 1901, BACKHAUS 1965, 1966).

5.2.2.2.1. Karbonate

Die Algenkalke scheinen in ihrer räumlichen Verbreitung auf das Gebiet etwa N der Linie Langen–Offenthal beschränkt zu sein (42, 86–88, 106), wo sie vor allem in der Umgebung

von Gut Neuhof (86) großflächig als Lesesteine zutage treten. Sie sind als cm- bis dm-mächtige Bänke entwickelt und meist rötlich, seltener hellgrau gefärbt. Die Bankoberseiten und -unterseiten sind unregelmäßig wellig bis höckerig, örtlich jedoch auch vergleichsweise eben ausgebildet, was auf unterschiedliche Wachstumsbedingungen der Algenkolonien zurückzuführen ist.

Nach der Klassifizierung von LOGAN et al. (1964) und RADWANSKI & SZULCZEWSKI (1966) lassen sich diese Algenkalke nach ihrem textuellen und strukturellen Aufbau in Stromatolithe und Onkolithe unterscheiden. Neben den Wuchsformen zeugen örtlich erhaltene Filamentrelikte von Cyanophyceen- (Cyanomikroben-) Tätigkeit, deren Lebensraum wegen ihrer extremen Resistenz gegenüber klimatischen und chemischen Einflüssen neben marinen auch limnische und fluviatile Milieus umfaßt (FOTT 1971, BROCK 1976).

Die Stromatolithe zeigen lateral verbundene, domförmige Aufwölbungen und Kuppeln mit durchlaufenden Lamellen. Örtlich sind sie tabular ausgebildet und dann nur als wellige Mikritlagen kenntlich. Sie kommen als mm- bis cm-mächtige Lagen alternierend mit Onkolithen (Abb. 22), seltener in bis zu dm-mächtigen Bänken vor.

Wesentlich häufiger sind jedoch Onkolithe anzutreffen, die aus zahlreichen verkitteten coated grains (sensu PERYT 1983) aufgebaut werden. Deren Durchmesser betragen in der Regel zwischen 0,5 und 2,5 mm, in Ausnahmefällen auch bis 3 cm. Neben den vorherrschenden Mikro- bis Pisonkoiden, die durch biogene Anlagerungen entstanden sind, sind untergeordnet auch Ooide nachzuweisen, deren durchschnittliche Größe mit ca. 0,5–1,5 mm \varnothing etwas unterhalb der der Onkoide liegt. Die äußere Gestalt ist überwiegend regelmäßig rund, bedingt durch radiale konzentrische Anlagerungen (radialfibröser Calcit) um einen Kern. Tangentiale Anwachsflächen sind dagegen nur relativ undeutlich zu erkennen. Nach der Klassifizierung von RICHTER (1983b) entsprechen sie damit dem Strukturtyp 2.

Da die Ooide immer zusammen mit Onkoiden vorkommen, kann eine zeitweise Beteiligung von Organismen am Aufbau nicht ausgeschlossen werden, denn zumal bei mikritischen und mikrosparitischen coated grains sind keine sicheren Unterscheidungskriterien zwischen Ooiden und Onkoiden gegeben (vgl. u.a. RICHTER 1983a, FABRICIUS 1967).

Die Onkoide lassen sich bei abnehmender Häufigkeit in die morphologischen Typen SS-C, SS-R und SS-I (nach LOGAN et al. 1964) unterscheiden. Ihre Kerne bestehen aus intra- und extraklastischen Körnern, kleinen Wirbeltier- und Pflanzenresten oder aus kleineren Onkoiden, die als Polyonkoide zusammenwuchsen. Häufig allerdings ist der Kern nicht mehr erkennbar oder nachträglich gelöst und durch Sparit ersetzt worden.

Filamentrelikte sind nur sehr selten erhalten. Im Regelfall ist lediglich die alternierende Aufeinanderfolge von mikritischen und mikrosparitischen Laminae und Lagen festzustellen, die häufig nicht scharf voneinander getrennt sind, sondern (durch frühdiagenetische Sammelkristallisation bedingt) auch lateral ineinander übergehen können. Die äußersten Lagen bestehen fast ausschließlich aus mikritisiertem Calcit. Fe-Hydroxid-Coatings am Rand einzelner Lagen zeugen nach SZULCZEWSKI (1967) von verlangsamter oder unterbrochener Sedimentation.

Eine taxonomische Klassifizierung der Algen (Mikroben) wird einerseits durch den schlechten Erhaltungszustand der Mikrostrukturen erschwert, andererseits können ähnliche Strukturen von verschiedenen Cyanophyten oder sogar von Chlorophyten erzeugt werden



Abb. 22. Stromatolith-Onkolith-Wechselagerung mit calcitischem Blockzement (Dünnschliff); Dreieichenhain (87).

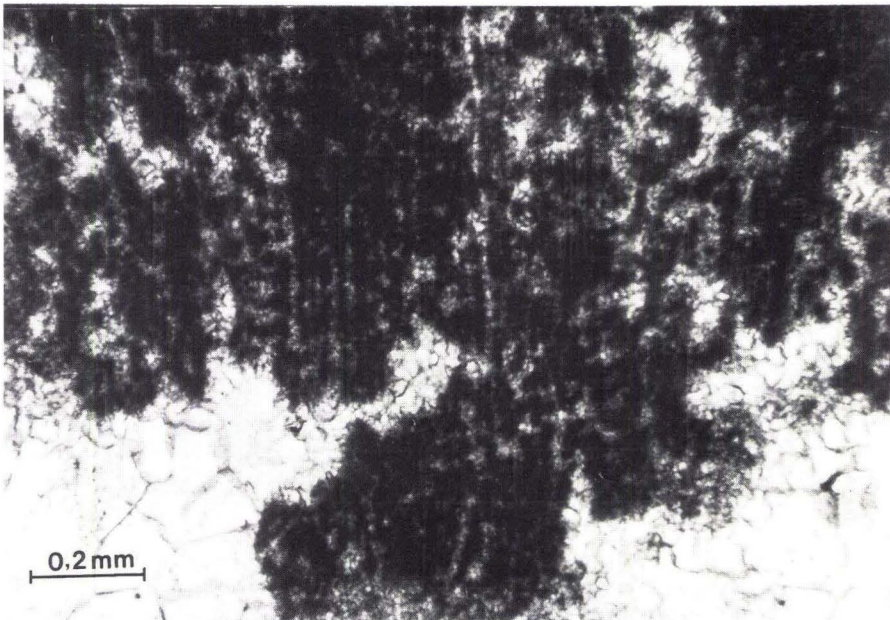


Abb. 23. Filamente vom *Scytonema*-Morphotyp, z. T. verdrängt durch sparitischen Calcit (Dünnschliff); Dreieichenhain (87).

(LEINFELDER 1985). Die wenigen nachweisbaren Mikrostrukturen konnten daher nur parataxonomisch dem *Scytonema*-Morphotyp zugeordnet werden (Abb. 23).

Kennzeichnend für diesen Typ sind radial bis parallel verlaufende, senkrecht zum Substrat gewachsene Filamente, die eine horizontale Kammerung erkennen lassen (s. GOLUBIC & BARGHOORN 1977). *Scytonema* deutet auf bewegtes Wasser, aber auch auf mögliches zeitweiliges Trockenfallen (MONTY 1976, LEINFLEDER 1985).

Abgesehen von den gesteinsbildenden Cyanophyceen (-mikroben) sind die Algenkalke relativ arm an Fossilien. Zu erwähnen sind zusätzlich Wirbeltier- (insbesondere Fischreste) und unbestimmbare Pflanzenreste. Bei den Fischresten handelt es sich vorwiegend um 1,5–4 cm lange Pectoral-Stacheln der Gattung *Acanthodes*, die im Saar-Nahe-Gebiet zwar schon vereinzelt in karbonischen Sedimenten nachzuweisen ist, jedoch erst im mittleren – höheren Rotliegenden sehr zahlreich auftritt (BOY 1976). Die unbestimmbaren Pflanzenreste kommen entweder als Pflanzenhäcksellagen oder als isolierte, röhrenförmige Gebilde vor, deren Hohlräume von mikritischem und mikrosparitischem Calcit ausgefüllt sind, wobei gelegentlich noch eine Kammerung zu erkennen ist. Als weitere Fossilfunde werden von REINACH (1892), KLEMM (1901) und BACKHAUS (1965, 1966) Zähne von Fischen (Palaeonisciden, Pleuracanthiden), Ganoidschuppen und Stegocephalenreste beschrieben.

Lesesteinfunde, die nach GEINITZ (1889) unbestimmbare Muscheln und kleine Schnecken enthielten, wurden bereits von REINACH (1892) als Mainschotter-Material angesehen.

BACKHAUS (1965) beschreibt darüber hinaus den Fund einer ?Bryozoe, wobei es sich jedoch auch um ein „spongiöses Gewebe eines Fisches“ (BACKHAUS 1966) handeln könnte, und das Auftreten eines Grünalgenrestes, der mit „*Tubulites articulatus* (BEIN) zu vergleichen ist“.⁶

Weitere am Gesteinsaufbau beteiligte Komponenten sind die fast immer zusätzlich festzustellenden karbonatischen Intraklasten, die sowohl als rundliche wie auch als unregelmäßig geformte Partikel mit durchschnittlichen Größen von unter 1 mm Ø vorliegen. Sie bestehen durchweg aus mikritischem Calcit und lassen keine Internstrukturen erkennen. Ebenso wie die Onkoide sind auch die Intraklasten gelegentlich von Eisenhydroxid-coatings umkrustet.

Der mineralogischen Zusammensetzung nach bestehen die biogenen Kalke zu 85–ca. 97% aus Calcit. Dolomitanteile wurden nicht festgestellt. Weitere Mineralkomponenten sind Quarz und sehr untergeordnet Hämatit und Illit. Anzeichen für eine Dedolomitierung wurden nicht gefunden, so daß von einer primären Calcit-Ausfällung im Mg-armen Milieu ausgegangen werden kann.

Die intergranularen Poren wurden frühdiagenetisch durch calcitischen Blockzement (Orthosparit) aus isometrischen Kristallen verkittet, die stellenweise sekundär in Pseudosparit überführt wurden. Daneben sind nur sehr untergeordnet noch Faserzemente zu beobachten.

⁶ Probenmaterial stand zur eigenen Untersuchung nicht zur Verfügung.

Die Wuchsformen der von Cyanomikroben erzeugten Kolonien sind stark von ökologischen Bedingungen abhängig. Dennoch kann als Lebensraum im kontinentalen Sedimentationsmilieu nach Vergleich mit rezenten und fossilen Vorkommen generell ein relativ gut durchlichteter (= Flachwasser-) Bereich mäßiger Turbulenzen angenommen werden (vgl. z. B. EGGLESTON & DEAN 1976, SCHÄFER & STAPF 1978, SCHNEIDER et al. 1984, WALTER 1976). Auch die zusammen mit den Onkoiden vorkommenden, primär Mg-armen Ooide aus radial-fibrösem Calcit entstehen nach RICHTER (1983b) im lakustrin-fluviatilen Milieu.

Schwankungen in der Wasserführung sind abgesehen von den die biogenen Kalke begleitenden klastischen Sedimenten einerseits durch Fe-Hydroxid-Abscheidungen an den coated grains als Kennzeichen für geringe oder fehlende Wasserbedeckung, andererseits durch das häufige Auftreten von *Acanthodes* sp. zu belegen, der nach HAUBOLD (1982) oberflächennahe Wasserschichten größerer Gewässer, seltener flaches Wasser und kleine Teiche als Lebensraum bevorzugt. Als Indizien für bewegtes Wasser lassen sich darüber hinaus eine lagenweise wechselnde Sortierung (mm- bis cm-Bereich) innerhalb einzelner Bänke sowie die gelegentliche Zufuhr terrigenen detritischen Materials heranziehen. Dagegen ist eine für karbonatische Stillwasserablagerungen typische mikritische (Kalkschlamm-) Matrix nirgends zu beobachten.

Danach kann als Ablagerungsmilieu generell ein Flachwasserbereich mit wechselnden, geringen bis mäßig starken Turbulenzen rekonstruiert werden.

5.2.2.2.2. Bohrung Kaiser Friedrich Quelle IV (9)

Da die Langen-Schichten des oberen Abschnitts im Bereich des Sprendlinger Horstes während der Geländearbeiten nicht aufgeschlossen waren, wird die Schichtenfolge anhand des Profils der Brg. Kaiser Friedrich Quelle IV (9) mitgeteilt (Abb. 24), obwohl diese bereits N des Abbruchs zum tertiären Mainzer Becken abgeteuft wurde.

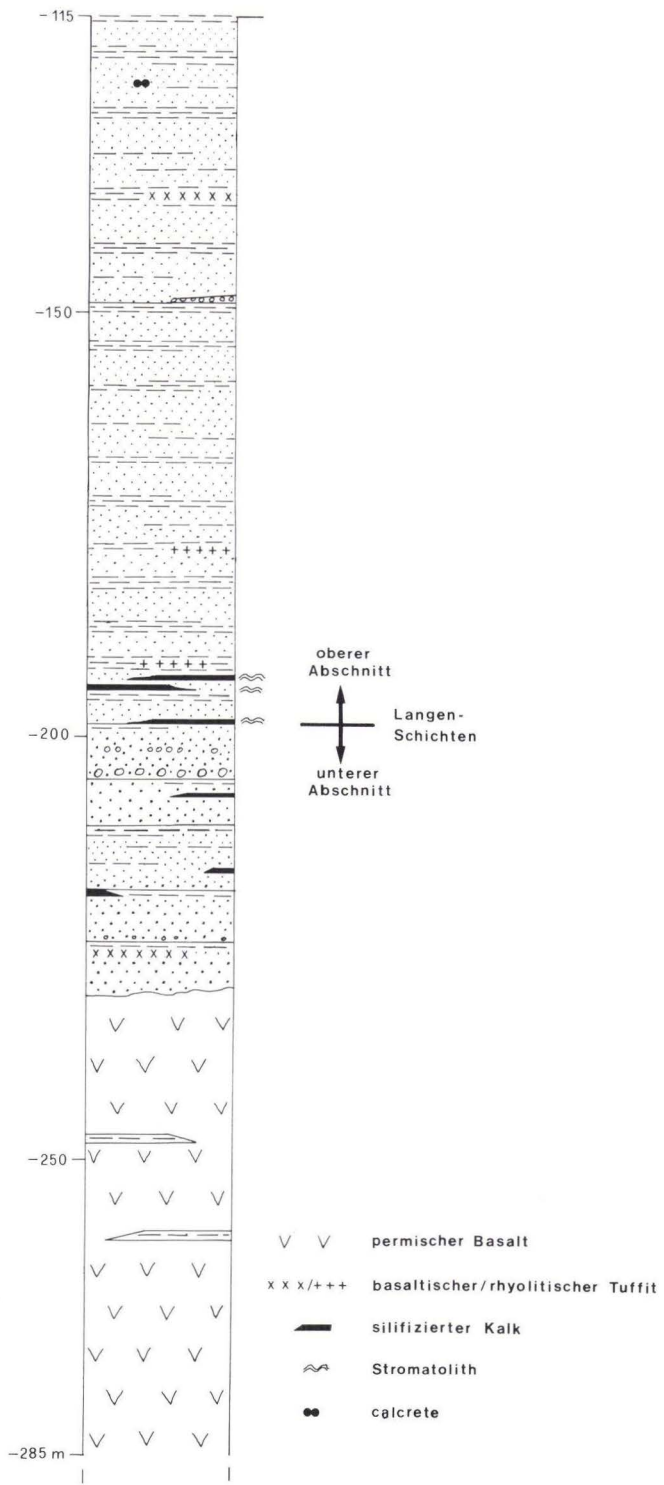
Auf dem Firmengelände in Offenbach wurden seit 1885 mehrere Wassererschließungsbohrungen bis ins Rotliegende niedergebracht (s. TECKLENBURG 1886, REINACH 1892, MICHELS 1930, NÖRING 1955, KÜMMERLE 1983), wovon das Rotliegend-Probenmaterial der jüngsten Bohrung KFQ IV (Erkundungs- und Hauptbohrung; 1979) freundlicherweise zur Bearbeitung überlassen wurde.

Unterhalb einer quartären und tertiären Bedeckung von ca. 115 m wurde bis zur Endteufe von 285 m Rotliegendes durchfahren, wobei die Erkundungsbohrung (EB) im Kern-/Spül-, die Hauptbohrung (HB) im Spülverfahren abgeteuft wurde. Da die Bohransatzpunkte nur wenige m auseinanderlagen und dementsprechend eine annähernd identische Schichtenfolge angetroffen wurde, können beide Bohrungen zusammengefaßt werden.

Die gesamte über ca. 170 m durchfahrene Rotliegend-Folge ist der Definition nach den Langen-Schichten zuzuordnen, da die Bohrung im Niveau der permischen Basalte endete. Die Grenze zwischen unterem und oberem Abschnitt ist etwa in der Mitte der Schichtenfolge (bei 198 m) mit dem Auftreten der Algenkalke zu ziehen.

Die Langen-Schichten des unteren Abschnitts bauen sich hier i. w. aus basischen Vulkaniten auf, die eine Mindestmächtigkeit von ca. 55 m erreichen und durch den mehrfachen Wechsel von blasenreicher und dichter Ausbildung eine Entstehung aus mehreren aufeinander folgenden Ergüssen erkennen lassen. In Abweichung zum Verbreitungsgebiet des Sprendlinger Horstes ist die vergleichsweise geringmächtige (ca. 30 m) sedimentäre Abfolge, die sich überwiegend aus Mittel- und Feinsandsteinen aufbaut und in einzelne fining-upward-Sequenzen gegliedert werden kann, deutlich feinkörniger entwickelt. Grobsandsteine und Konglomerate treten stark zurück.

Bg. Kaiser Friedrich Quelle IV



Auf den oberen Abschnitt der Langen-Schichten entfallen ca. 83 m, wovon jedoch nur die Algenkalke an der Basis in einer Kernstrecke (EB, 5. Kern) erfaßt wurden. Im Gegensatz zu den Vorkommen bei Langen und Dreieich sind sie hier vollständig verkieselt und nur noch an Relikten der ursprünglichen Laminenstrukturen als Stromatolithe zu identifizieren. Daneben kommen im Übergangsbereich vom unteren zum oberen Abschnitt weitere strukturlose silifizierte Karbonate vor, deren Genese jedoch nicht mehr ermittelt werden konnte.

Auch in der Wetterau wurden ähnlich verkieselte (karneolisierte) Algenkalke in vergleichbarer stratigraphischer Position angetroffen, die dort allerdings Übergänge zu nicht silifizierten Partien innerhalb derselben Bank zeigen und sicher als Stromatolithe und Onkolithe erkannt werden können. Die freie Kieselsäure ist dabei überwiegend aus dem Zersatz vulkanischer Gläser zu beziehen (MARELL 1982, KOWALCZYK 1983). Für die Verkieselung der Kalke in der Brg. KFQ IV sind ähnliche Prozesse anzunehmen, da auch hier Horizonte mit hohen Pyroklastanteilen in der Nähe der Karbonate nachzuweisen sind (s. Abb. 25 u. Kap. 6.2.).

Die Spülprobenaufnahme der klastischen Sedimente vermittelt das Bild einer sehr monoton ausgebildeten, rotbraun gefärbten Schichtenfolge, die sich nahezu ausschließlich aus Feinsandstein-Siltstein-Alternationen mit seltenen Mittelsandeinschüttungen aufbaut. Darüber hinaus waren des öfteren Splitter von Mergeln und mikritischen und dismikritischen Kalken (calcretes) festzustellen. Bruchstücke sparitischer Kalke dürften den Füllungen der zahlreichen calcitverheilten Klüfte entstammen.

Die starke Einengung des Korngrößenspektrums zeigt bereits, daß im oberen Abschnitt der Langen-Schichten keine deutlichen fining-upward-Sequenzen mehr entwickelt sind. Eine örtlich erkennbare Mikroschrägschichtung und eine ebene bis wellige Horizontallamination von Siltsteinen und Siltstein-Feinsandstein-Wechselagerungen zeugen vielmehr von einer Sedimentation unter Einfluß schwacher Strömungen bis hin zu Stillwasserabsätzen. Gleichzeitig weisen der rasche vertikale Korngrößenwechsel und die Bildung von calcretes auf eine geringe Tiefe der Gewässer mit gelegentlichem Trockenfallen hin; Bedingungen, wie sie für periodisch oder episodisch wasserbedeckte Peneplains im Ablagerungsraum einer Playa (inland sabkha) charakteristisch sind. Die seltenen Mittelsandeinschüttungen wären demzufolge als Rinnensedimente nicht perennierender, flacher Wasserläufe geringer Transportkraft oder/und als äolische Ablagerungen anzusehen.

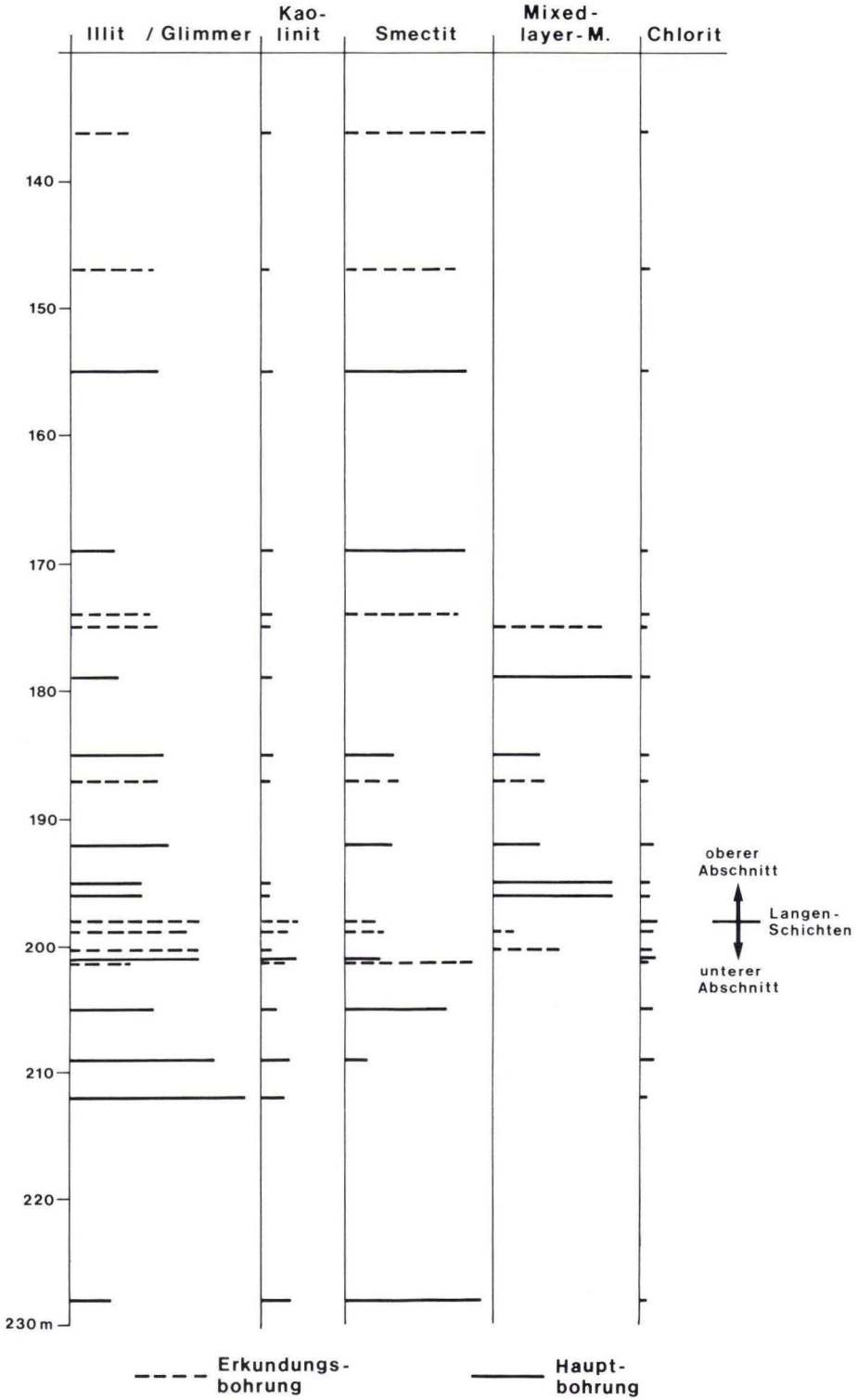
In den Langen-Schichten des unteren Abschnitts war eine generelle Verringerung der Strömungsenergie bei der Sedimentation nachzuweisen. Diese Entwicklung setzt sich im oberen Abschnitt der Schichtenfolge fort.

5.2.3. Petrographie

Das Geröllspektrum der Langen-Schichten, das sich wiederum aus den verschiedenen Kristallingesteinen des nördlichen Odenwalds mit einer Vormacht granitischer Komponenten zusammensetzt, ist mit dem der Moret-Schichten weitgehend identisch. Abgesehen von



Abb. 24. Profil der Bohrung Kaiser Friedrich Quelle IV (9).



den zahlreichen Intraformationalgeröllen (Silt- und Sandsteine), zeichnen sich die Langen-Schichten durch die Führung von Geröllen der rotliegendzeitlichen Basalte aus. Diese ‚Melaphyre‘ liegen im Normalfall in stark zersetztem Zustand vor. Ihre maximalen Geröll-Ø betragen im nördlichen Untersuchungsgebiet unter 2 cm (meist unter 1 cm) und kommen dort mit einem Anteil von unter 1% am gesamten Geröllbestand nur selten vor. Im südlichen Bereich des Sprendlinger Horstes bei Traisa erhöht sich der Anteil an ‚Melaphyr‘-Geröllen örtlich bis auf ca. 35%, die durchschnittlichen Gerölldurchmesser betragen jedoch ebenfalls nur 1–2 cm. Der Zersetzungsgrad ist gleichermaßen hoch.

Makroskopisch ist eine Verwechslung mit den in den Langen-Schichten häufig ebenfalls zersetzten Rhyolithgeröllen nichtporphyrischer Ausbildung möglich, die ähnliche Farben und Korngrößen zeigen. Ihr Anteil am Gesamtgeröllinhalt schwankt zwischen 5 und 15%.

Bei der Untersuchung der Mittel- und Grobsandsteine zeigten sich große, durch Diagenese bedingte Unterschiede in der Feldspatführung. Während die Sandsteine im basalen Bereich der Abfolge hohe Feldspatanteile (25–50 Fl.-%) enthalten, kommen zum Hangenden zunehmend zwischengeschaltete Bänke vor, in denen die Feldspäte sehr stark oder vollständig umgewandelt (meist calcitisiert) sind. Diese Sandsteine sind in der Regel kalkig gebunden, wobei das Karbonat aus dem Zersatz der Plagioklase bezogen werden kann. Im übrigen herrscht toniges Bindemittel vor.

Neben dieser spätdiagenetischen Calcitzementation wurden primäre Karbonatausfällungen im mittleren bis höheren Abschnitt der Schichtenfolge in Form von Mergeln (bis zu 70% Karbonat), calcete-Bildungen und Algenkalke angetroffen, wobei die karbonatischen Anteile ebenfalls fast ausschließlich calcitisch sind. Dolomit konnte nur selten in Spuren nachgewiesen werden.

Der Tonmineralinhalt der Siltsteine im unt. Abschn. der Langen-Schichten setzt sich nahezu vollständig aus Illit/Glimmer und Kaolinit zu ungefähr gleichen Teilen zusammen. Lagenweise wurden geringe Anteile an authigenen Chlorit- und Vermikulitneubildungen festgestellt. Während diese Schichten, von Tuffithorizonten abgesehen (s. Kap. 6.2.), weitgehend frei sind von Smectit- und mixed layer-Mineralisation, sind die Sedimente des ob. Abschn. geradezu gekennzeichnet durch wechselnde, relativ hohe Anteile an quellfähigen Mineralen (Abb. 25). Auch innerhalb dieser feinklastischen Schichtenfolge aus der Brg. Kaiser Friedrich Quelle IV fallen mehrere Horizonte auf, bei denen aufgrund ihres Reichtums an Smectiten und/oder Wechselschichtmineralen der Verdacht auf vulkanische Beimengungen besteht.

5.3. Roßdorf-Schichten

Typische Profile: Steinbruch an der Schwedenrainschneise N Roßdorf (85),
Steinbruch ‚Sporneiche‘ E Messel (70),
Böschung am Lagerplatz der OHI E Roßdorf (83).



Abb. 25. Tonmineralverteilung in der Bohrung Kaiser Friedrich Quelle IV (9), halbquantitativ.

Untergrenze:	siehe Untergrenze Langen-Schichten.
Obergrenze:	oberster grauvioletter Horizont in der Messel-Bohrung 1004 der Wintershall AG (13; -23,40 m).
Mächtigkeit:	mindestens 15 m, wahrscheinlich über 30 m.

Die Roßdorf-Schichten stellen die laterale Vertretung der Langen-Schichten (unt. Abschn.) dar, was bereits aus der Definition einer gemeinsamen Untergrenze ersichtlich ist. Wie beim Übergang unterer/oberer Abschnitt der Langen-Schichten wird auch die Grenze Roßdorf-/Dieburg-Schichten mit dem Einsetzen einer Playa-Sedimentation markiert. Die Aufstellung als eigene lithostratigraphische Einheit wird zunächst einmal mit der Kartierbarkeit der Schichtenfolge gerechtfertigt.

Die Verbreitung der Roßdorf-Schichten ist auf den SE des Sprendlinger Horstes beschränkt (Abb. 26), ein Gebiet, das paläogeographisch durch einen weiter W verlaufenden Kristallinsporn des Odenwaldes vom Hauptsedimentationsraum teilweise getrennt war und als Bucht eigenen Sedimentationsprozessen unterlag. Die Roßdorf-Schichten unterscheiden sich von den Langen-Schichten (unt. Abschn.) durch sedimentologische und petrographische Merkmale, die auf die regionalen paläomorphologischen Gegebenheiten und auf Änderungen in der Gesteinszusammensetzung der jeweiligen Liefergebiete zurückzuführen sind.

Das auffälligste Merkmal der Roßdorf-Schichten ist eine typische grauviolette Färbung, die sich im Gelände sicher von den kräftigen Rotfarben der Langen-Schichten unterscheiden läßt. Diese Farbe ist Ausdruck einer abweichenden petrographischen Zusammensetzung der Sedimente, hervorgerufen durch hohe Anteile vulkanischer (basaltischer) Beimengungen. Darüber hinaus läßt die Schichtenfolge im Vergleich zu den fluviatilen Sequenzen der Langen-Schichten abweichende Ablagerungsbedingungen erkennen.

Mit Annäherung an den Verzahnungsbereich beider Einheiten N des trennenden Kristallinausläufers, etwa im Gebiet N Messel, verringern sich allmählich die faziellen Unterschiede, so daß dort eine scharfe laterale Abgrenzung voneinander nicht mehr möglich ist.

Da die Sedimente, abgesehen von Lesesteinlokalitäten, Kurzbohrungen und kleinen Böschungsschnitten, nur in zwei größeren Aufschlüssen zugänglich waren, wird die Gesteinsbeschreibung i. w. auf diese beiden Steinbruchprofile (70, 85) gestützt.

5.3.1. Schichtenfolge

Die Roßdorf-Schichten sind im Kontakt zu den überlagernden Dieburg-Schichten feinklastisch ausgebildet und zeigen zum Liegenden eine generelle Kornvergrößerung (Abb. 27). Im Gebiet Roßdorf-Gundernhausen besteht der basale Teil der Abfolge aus Wechsellagerungen schlecht sortierter Grobsandsteine mit matrixgestützten Geröllen, Konglomeraten und Breccien, in denen örtlich eine undeutlich ausgeprägte Horizontalschichtung oder eine inverse Gradierung festzustellen ist (83). Die Schichtgrenzen sind scharf entwickelt, ohne daß dabei jedoch Erosionswirkungen an der jeweiligen Basis zu beobachten sind. In den beiden benachbarten Steinbrüchen an der ‚Schwedenrainschneise‘ (85 a und b), in denen bereits die Sedimente des höheren Abschnitts aufgeschlossen waren, setzt das Profil mit einer solchen grobkörnigen Einheit in Form einer mindestens 0,85 m mächtigen Fein- bis Mittelbreccie ein, die über beide Aufschlußbereiche (ca. 45 m) lateral

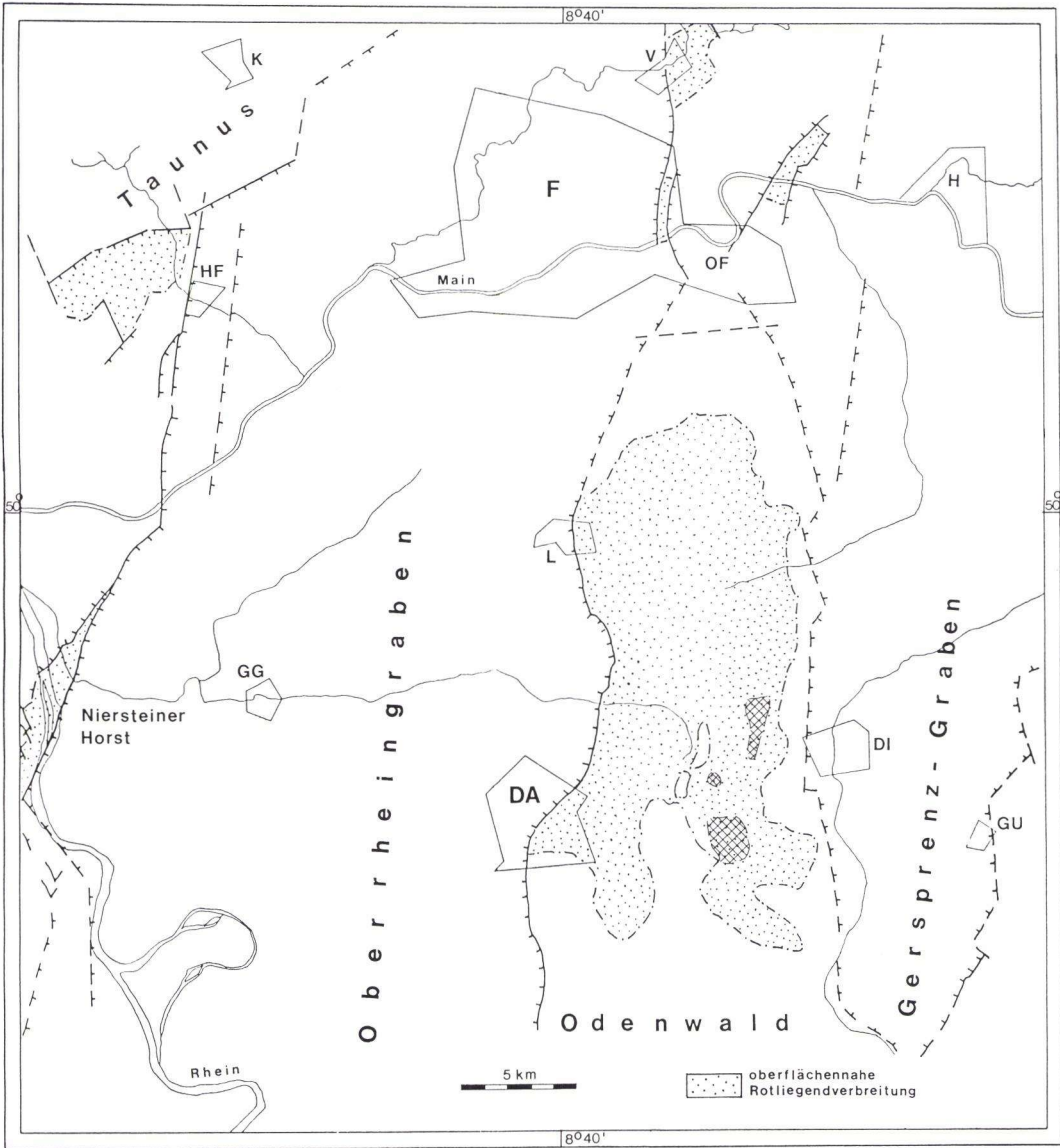


Abb. 26. Oberflächennahe Verbreitung der Roßdorf-Schichten (schraffiert), (Legende s. Abb. 7, S. 18).

zu verfolgen ist. Im Vergleich zu den basalen Grobklastika fällt eine Abnahme der Führung an Geröllen auf, die wiederum gestützt von einer Grobsandmatrix isoliert im Sediment verteilt sind. Sie sind überwiegend ungerundet, kommen jedoch auch als gut gerundete Komponenten vor und zeigen mit Annäherung an die Basis eine Anreicherung eckiger Gerölle mit größeren Durchmessern, wodurch sich eine unscharfe Gradierung dieses Resediments abzeichnet. In Verbindung mit den mehrfach festzustellenden, bis zu 2 cm mächtigen Mittel-/Grobsandlagen, die den brecciösen Bereichen zwischengeschaltet sind, läßt sich dieses Sediment nicht mehr als distales debris flow deposit, sondern eher als Ablagerung eines ephemeren Gewässers in Nähe zum Abtragungsgebiet deuten.

Roßdorf-Schichten

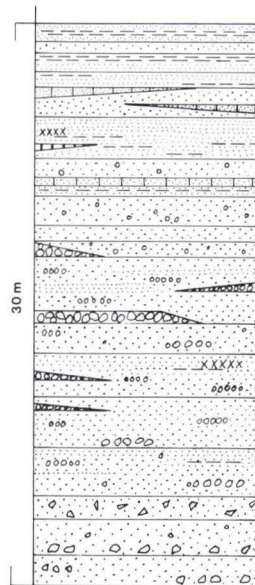


Abb. 27. Kompiliertes Profil durch die Roßdorf-Schichten, (Legende s. Abb. 8, S. 19).

Zum Hangenden setzt sich die Sedimentation unter rascher Änderung der Ablagerungsbedingungen fort: Es folgen 0,40 – ca. 1 m mächtige, scharf gegeneinander begrenzte Bänke in der Ausbildung von schlecht sortierten, undeutlich flaserig geschichteten Silt- und Feinsandsteinen mit Grobsandkomponenten (mud flows) und wechselnd bogig kleindimensional schräggeschichteten Feinsandstein-Mittelsandstein-Alternationen, in die sich häufig kleine Rinnen (Mittelsand-Linsen) einschneiden (fluviatile Ablagerungen in verzweigten Rinnen). Daneben kommen untergeordnet cm-mächtige Siltsteinlagen mit Mikroschrägschichtung (flache Strömungsrippeln) und 1–3 cm mächtige, lateral über wenige cm bis dm

auskeilende Karbonatbänke (calcretes) vor. Als Lesesteine konnten im Steinbruchbereich (85 b) zusätzlich hellgraue Mergel gesammelt werden.

Da auch in den klastischen Sedimenten ein wechselnder, häufig hoher Anteil an kalkigem Bindemittel festzustellen ist, wurde dieses Vorkommen an der ‚Schwedenschnise‘ von KLEMM (1912, 1938) im Gegensatz zu CHELIUS (1886 b) den ‚Plattenkalken‘ zugerechnet. Wegen des Fehlens der kennzeichnenden biogenen Kalke kann dieser Zuordnung in Übereinstimmung mit BACKHAUS (1965) jedoch nicht gefolgt werden. Dennoch dürfte die stratigraphische Position dieser Schichtenfolge etwa dem Niveau im Übergangsbereich unterer/oberer Abschnitt der Langen-Schichten entsprechen, da bereits auf kurze vertikale Distanz die Überlagerung durch die Dieburg-Schichten folgt, die mit den Langen-Schichten des oberen Abschnitts parallelisiert werden (s. Kap. 8.1.).

Im Steinbruch ‚Sporneiche‘ (70) waren die Roßdorf-Schichten in größerer Entfernung zum Liefergebiet in einer abweichenden Lithofazies aufgeschlossen. Die insgesamt ca. 12 m mächtige Abfolge besteht hier ganz überwiegend aus geröllführenden Grobsandsteinen mit zwischengeschalteten, zumeist unscharf umgrenzten Mittel- und Grobkonglomeratlagen und -linsen (Abb. 28).

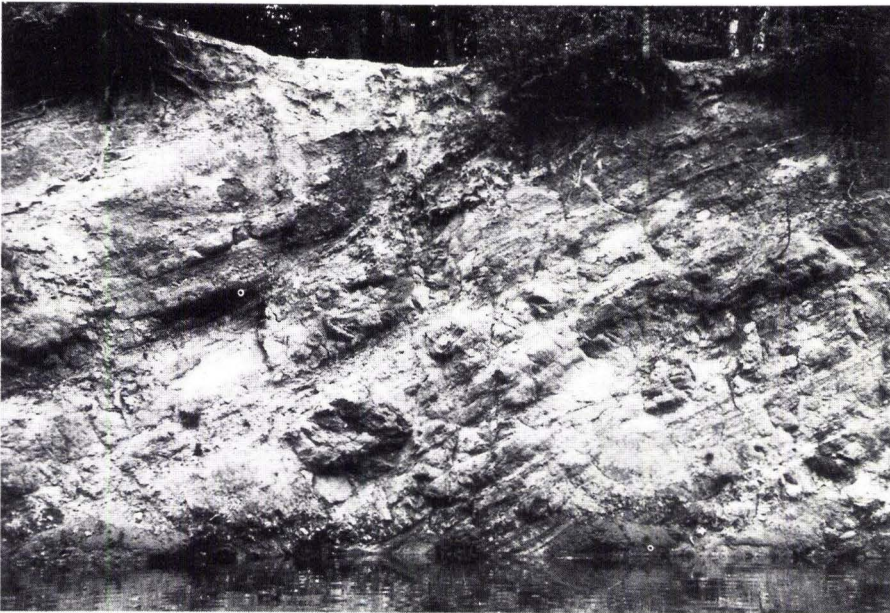


Abb. 28. Schlecht gebankte Grobklastika der Roßdorf-Schichten; Steinbruch ‚Sporneiche‘ (70). Die Schichten sind tektonisch verstellt, (Höhe der Aufschlußwand ca. 4,40 m).

Die Sandsteine sind im allgemeinen eben bis wellig horizontal, seltener wechselnd bogig mitteldimensional schräggeschichtet (Typen S 3 und S 1) und schlecht sortiert. Sie zeigen nur selten eine Gradierung.

Unschärf entwickelte Korngrößenübergänge und Schichtgrenzen zeugen vom Absatz aus Gewässern mit hoher Sedimentfracht, wobei das Fehlen einer Bankung und die weitgehend

verhinderte Ausbildung von fining-upward-Sequenzen auf nicht perennierende, flache Rinnen (ephemeral streams) hinweisen. Einzelne Horizonte mögen dabei durchaus auch als distale Schwemmfächersedimente abgelagert worden sein. Während die lagenweise Anreicherung der insgesamt gut gerundeten Gerölle auf die Auswaschung der Sandfraktion bei schwankender Wasserführung zurückzuführen ist, belegen die zahlreichen cut-and-fill-structures der unscharf umgrenzten Konglomerat- und Sandlinsen die Existenz kleindimensionierter, vermutlich verzweigter Rinnen, die sich zu Zeiten verminderten Wasserangebots ins noch unverfestigte ältere Sediment einschneiden.

Zusammenfassend lassen sich die Roßdorf-Schichten als Ablagerungen von distalen debris- und mud flows, größerdimensionierten ephemeren und kleinerdimensionierten perennierenden, verzweigten Rinnen, sowie als Sedimente auf zeitweise trockenfallenden Überflutungsflächen (rippelgeschichtete Siltsteine und calcretes) interpretieren. Der Ablagerungsraum entspricht somit dem distalen fan-Bereich mit Übergang zur alluvial plain. Die starke Differenzierung der insgesamt geringmächtigen Schichtenfolge deutet dabei die Kleinräumigkeit des Sedimentationsgebietes an.

Die Aufschlüsse liegen geographisch etwa parallel des W verlaufenden Kristallinsporns, so daß im weiter E anschließenden Ablagerungsgebiet eine Änderung der Gesteinsausbildung hin zu einer feinerklastischen, deutlicher in Sequenzen gliederbare Schichtenfolge zu erwarten ist.

5.3.2. Petrographie

Der Anteil permischer Basalte am Geröllbestand beträgt mindestens 4 %. Eine exakte Quantifizierung ist wegen der schlechten Aufschlußbedingungen oft nicht möglich. E Roßdorf ist jedoch lagenweise mit einem weit höheren Anteil zu rechnen, da Basalte lokal häufig als Lesesteine gesammelt werden konnten (84) und im Aufschluß mit mehr als 20 cm Gerölldurchmesser (83) in Konglomeraten anzutreffen waren. Weiter nach N verringern sich die Geröllgrößen bis auf max. 2 cm bei gleichzeitig besserer Zurundung. Der Zersetzungsgrad ist wie immer recht hoch.

Das übrige Geröllinventar entspricht weitgehend dem der Moret- und Langen-Schichten. Neben den verschiedenen dominierenden Granit- und Dioritvarietäten kommen mit zunehmender Häufigkeit Gneise (z. T. stark zersetzt), Gangquarze, Rhyolithe, Aplite, Amphibolite und quarzitisches Hornfelse vor. Dabei zeigen die Rhyolithe oft eine starke Verkieselung.

In den nach ihrer Zusammensetzung als „feldspatführende Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken“ zu bezeichnenden Sedimente herrschen unter den Feldspäten die Plagioklase vor, die oft eine Calcitisierung zeigen und die als Lieferanten für kalkiges Bindemittel angesehen werden. Vor allem im höheren Teil der Schichtenfolge bilden mit Calcizement verkittete Sandsteine und Mergel häufig bis zu dm-mächtige Bänke. Lediglich in einer Probe (13) wurden ca. 30 % Dolomit und ca. 10 % Siderit, jedoch kein Calcit nachgewiesen.

Karbonate wurden des weiteren als geringmächtige Kalkkrusten mit unregelmäßig entwickelten Bankunterseiten und -oberseiten angetroffen, die im Schriff eine Lamination mit lagenweiser Anreicherung klastischer Partikel (Sand und Silt) erkennen lassen, die isoliert in einer mikrokristallinen Calcitmatrix schwimmen. Die Karbonatanteile dieser

calcretes bestehen ebenfalls zu annähernd 100% aus Calcit, hier jedoch nicht ausschließlich aus primärem, sondern zumindest teilweise aus calcifiziertem Dolomit (Dedolomit, s. Abb. 29).

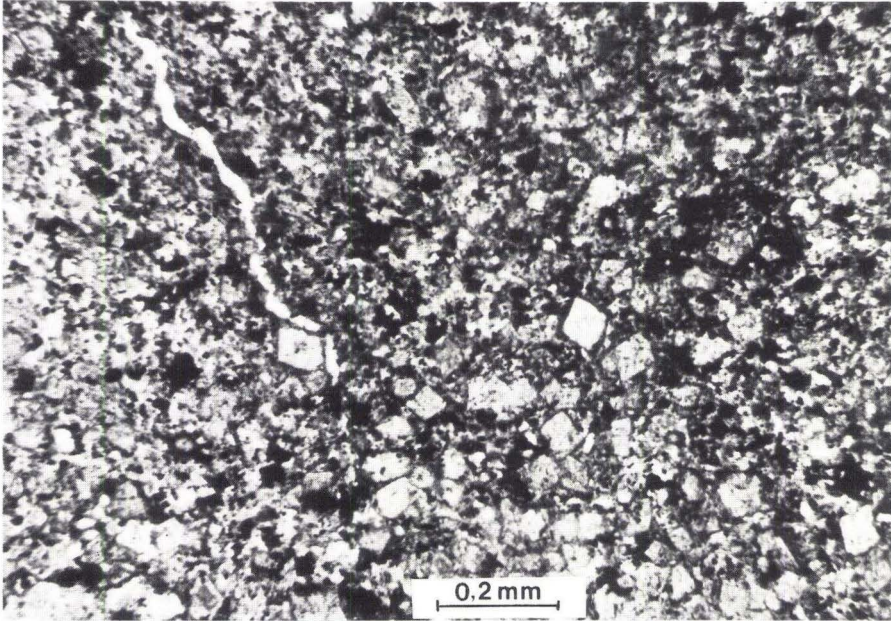


Abb. 29. Dedolomit-Rhomboeder in Kalkkrustensediment (Dünnschliff); Steinbruch an der ‚Schwedenrainschneise‘ (85b).

Im Tonmineralbestand sind neben dem meist dominierenden Illit immer etwa gleichhohe Anteile an Kaolinit und Smectit festzustellen. Spuren von Jarosit deuten örtlich auf Pyritersatz hin. Hinweise auf Horizonte mit hohem Pyroklastanteil ergaben sich mehrfach durch lagenweise sehr hohe Smectitgehalte.

Die im Vergleich zu allen anderen lithostratigraphischen Einheiten im Sprendlinger Horst auffallend hohen Beimengungen basaltischen Materials zeigen sich demnach im relativen Reichtum an ‚Melaphyr‘-Geröllen, hohen Smectitgehalten und Tuffithorizonten. Auch der Karbonatreichtum kann als Indiz für eine verstärkte Anlieferung basischen Detritus herangezogen werden (LATTMANN 1973).

In diesem Zusammenhang ist eine Beobachtung von BACKHAUS (1965) nachzutragen, der im Steinbruch an der ‚Schwedenrainschneise‘ (85) am Top einer „stark konglomeratischen Arkosesandsteinbank im Liegenden der Schluff- und Sandsteinserie“ (vermutlich identisch mit der brecciösen Einheit an der Basis der Profile 85 a u. b) eine „besonders starke Einkieselung“ beschreibt, die bei der eigenen Profilaufnahme nicht mehr aufgeschlossen war. Ähnlich den Silifizierungen in der Brg. Kaiser Friedrich Quelle IV könnte die freie Kieselsäure aus dem Zersatz vulkanischer Gläser bezogen werden, woraus sich ein zusätzlicher Hinweis auf vulkanogene Komponenten in den Sedimenten ergäbe.

5.4. Dieburg-Schichten

Typische Profile:	Messel-Bohrungen 1006, 1008–1013 der Wintershall AG (14–20) im Raum Dieburg.
	Bohrung K 516 N Gundernhausen (34).
Untergrenze:	siehe Obergrenze Roßdorf-Schichten.
Obergrenze:	kann nur theoretisch mit der Zechsteinbasis festgelegt werden.
Mächtigkeit:	mindestens 30 m.

Abgesehen von einem kurzfristigen, kleinen Böschungsanschnitt bei Straßenneubauarbeiten S Roßdorf (107) und einer Lesesteinlokalität N Gundernhausen (109), ist diese Schichtenfolge bislang ausschließlich in Bohrungen angetroffen worden, von denen nur eine (13) die Roßdorf-Schichten erreichte. Es ist deshalb z. Zt. nicht möglich, eine befriedigendere Definition der Liegendgrenze zu geben. Andererseits ist der charakteristische Farbwechsel von grauviolett (Roßdorf-Schichten) zu rotbraun–hellziegelrot (Dieburg-Schichten) mit einer Veränderung der Ablagerungsbedingungen und der petrographischen Zusammensetzung der Sedimente verbunden, so daß die Grenzziehung hierdurch eine weitere Stütze erfährt.

Die Dieburg-Schichten stellen für die Sedimentationsbucht bei Dieburg – ebenso wie die Langen-Schichten (ob. Abschn.) für den übrigen Sprendlinger Horst – die jeweils jüngste Rotliegend-Einheit dar. Dennoch können beide Einheiten bislang nicht zusammengefaßt werden.

Die Aufstellung der Dieburg-Schichten als informale lithostratigraphische Einheit gründet sich zum einen auf die Beschränkung ihrer regionalen Verbreitung auf das Gebiet um Dieburg (Abb. 30), während die Langen-Schichten des ob. Abschn. in weitgehend vollständiger Entwicklung nur noch im nördlichen Sprendlinger Horst und somit in einer relativ weiten Entfernung (ca. 16 km) zum Ablagerungsraum der Dieburg-Schichten erhalten sind. Einer Gleichsetzung beider Einheiten stehen zum anderen Abweichungen in der lithologischen Ausbildung der Schichtenfolgen entgegen, wie etwa das Auftreten biogener Karbonate an der Basis der Langen-Schichten (ob. Abschn.), die in den Dieburg-Schichten ebenso fehlen wie die in den Langen-Schichten (ob. Abschn.) nachgewiesenen Tuffit-Horizonte (s. Kap. 5.2.). Nach dem derzeitigen Kenntnisstand ist somit zwar eine Korrelation, nicht jedoch eine Gleichsetzung beider Einheiten zu rechtfertigen.

5.4.1. Schichtenfolge

Die Sedimente der Dieburg-Schichten bauen sich i. w. aus rotbraunen-blaubrotbraunen, gelegentlich ziegelroten Tonstein-Siltstein-Feinsandstein-Wechselagerungen ohne rhythmische Gliederung und deutliche Bankung auf (Abb. 31). Sie sind alternierend eben – wellig horizontal laminiert, flaserig- und mikroschräggeschichtet. Die Internstrukturen der Rippen zeugen dabei von einer Entstehung als asymmetrische Strömungs- und symmetrische und asymmetrische Oszillationsrippeln (Abb. 32). Auf den Schichtflächen fanden sich gelegentlich Strömungsmarken und Abdrücke unbestimmbarer, stengeligere Pflanzenreste, die auf naheliegende Vegetation weisen. Die Sedimentation erfolgte danach in schwach reliefiertem Gebiet unter geringer Wasserbedeckung niedriger Turbulenz. Mehrere Trokrenrißhorizonte zeugen darüber hinaus von niederschlagsfreien Zeiten.

In einigen Brg. wurden gröberkörnige Sedimente durchteuft, die gut gerundete Quarze führen und durch eine geringe Verfestigung auffallen. Sie sind ausschließlich eben horizontal oder planar schräggeschichtet und haben ein Maximum im Mittelsandbereich.

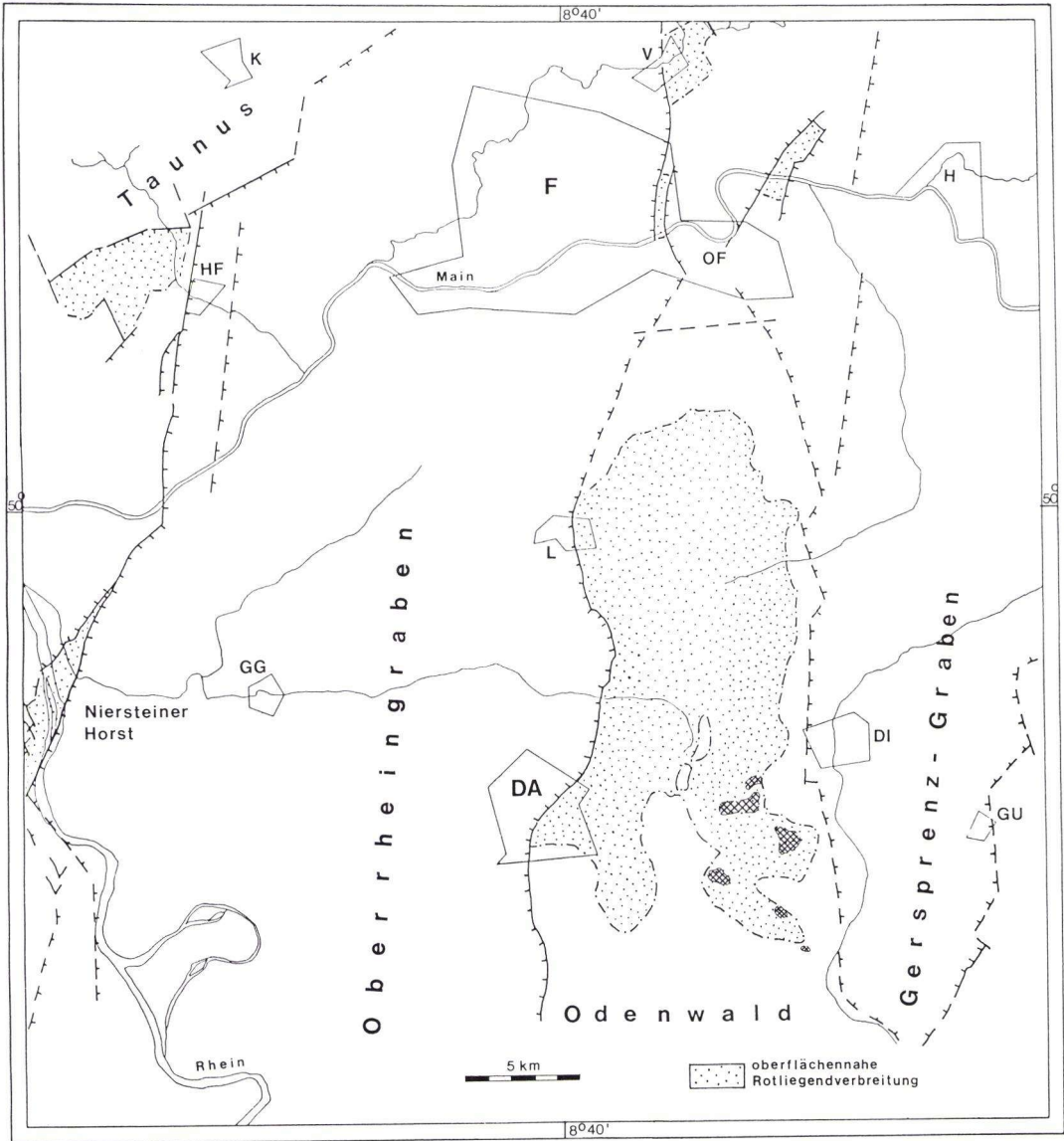


Abb. 30. Oberflächennahe Verbreitung der Dieburg-Schichten (schraffiert), (Legende s. Abb. 7, S. 18).

Dieburg - Schichten

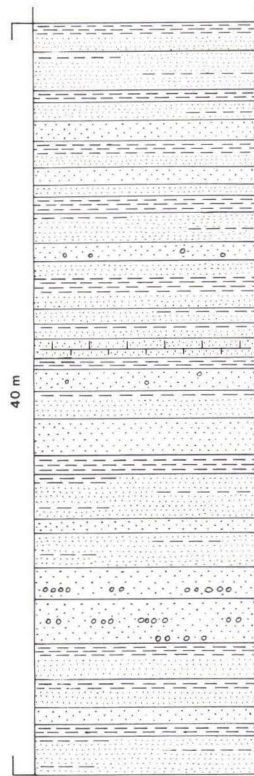


Abb. 31. Kompiliertes Profil durch die Dieburg-Schichten, (Legende s. Abb. 8, S. 19).

Die Sortierung ist generell mittel, innerhalb einzelner Laminae örtlich jedoch sehr gut. Für diese Sandsteine wird eine äolische Sedimentation angenommen, wobei als zusätzliche Charakteristika die nahezu vollständige Abwesenheit von Glimmern und der auffällig geringe Tongehalt der Sedimente angeführt werden (vgl. GLENNIE 1970).

Die Interpretation als äolische Ablagerungen wird zudem durch ein Begleitsediment erhärtet, in dem lagenweise schlecht bis gut gerundete Gerölle mit bis zu 1,5 cm \varnothing zwischen cm-mächtigen Sandhorizonten mit gut gerundeten Quarzen angereichert sind. Dabei sind im Übergangsbereich Geröll-/Sandlagen keine scharfen Grenzen ausgebildet. Die sandigen Partien zwischen den einzelnen Geröllen gehen vielmehr ohne erkennbaren Korngrößen- oder Materialwechsel in die Sandhorizonte über (Abb. 33). Es handelt sich hierbei mit hoher Wahrscheinlichkeit um ein typisches Wüstensediment (serir deposit), bei dem die Geröllanreicherung auf die Deflation feinkörniger Komponenten zurückzuführen ist. Serir deposits zeichnen sich u. a. durch geringe Mächtigkeiten (wenige cm) der Konglomeratlagen aus (SOLLE 1966).



Abb. 32. Strömungsrippeln (oben), asymmetrische Oszillationsrippeln (Mitte) und Horizontallamination (unten): Bohrung W Dieburg (34; 14,64–14,74 m), (Maßstab 5 cm).



Abb. 33. Serir deposit (durch Ausblasung entstandene, lagenweise Geröllanreicherung in äolischem Sandstein); Bohrung W Dieburg (17; 56,95–57,05 m), (Maßstab 5 cm).

Fluviatile Sedimente waren nur sehr untergeordnet in dem wenigen zur Verfügung stehenden Kernmaterial anzutreffen.

Die Dieburg-Schichten repräsentieren, vergleichbar den Langen-Schichten des oberen Abschnitts, das Sedimentationsmilieu in einem morphologisch weitgehend ausgeglichenen Ablagerungsraum, in dem bei episodisch erhöhtem Wasserangebot kurzfristig kleine Flußläufe und Flachseebereiche entstehen und zu Zeiten geringerer Niederschlagsmenge die Bedingungen einer trockengefallenen Verdunstungspfanne herrschen. Das Environment entspricht somit dem einer Playa.

5.4.2. Petrographie

Die maximalen Gerölldurchmesser in den konglomeratischen Lagen betragen ca. 2 cm. Die Zurundung ist meist mäßig bis gut, nur in den äolischen Sedimenten ist der Rundungsgrad örtlich geringer. Im einzelnen waren nachzuweisen: Quarze, Granite, Diorite, Rhyolithe und Aplite. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß nicht das gesamte Geröllspektrum der Dieburg-Schichten in den wenigen Proben erfaßt werden konnte. Nach den bekannten Komponenten kommt als Liefergebiet weiterhin nur die südliche Kristallinschwelle in Betracht.

Die Anteile von 65–85 % Quarz, 5–20 % Feldspat und 8–20 % Gesteinsbruchstücken in den Sandsteinen entsprechen quantitativ etwa denen der Roßdorf-Schichten. Eine qualitative Änderung zeigt sich jedoch in der Feldspatzusammensetzung durch die Dominanz von Kalifeldspäten, was örtlich mit einer tiefgreifenden Kaolinisierung einhergeht. Als Ursache für den Rückgang des Plagioklasanteils könnte die stark verminderte Einschüttung basaltischen Detritus angenommen werden.

In der weitgehend karbonatfreien Schichtenfolge wurden zwei Horizonte angetroffen, die durch hohe Dolomitgehalte (50–60 %) auffielen, wobei der Dolomit als poikilitisches Zementmineral der Spätdiagenese auftritt.

Im Tonmineralbestand der Siltsteine sind neben dem vorherrschenden, in der Regel schlecht geordneten Illit/Glimmer durchweg auch geringe, etwa gleichhohe Anteile an Kaolinit und Smectit festzustellen. Örtlich kommt sehr untergeordnet Chlorit, z. T. zusammen mit Vermikulit vor.

6. Weiterführende petrographische Untersuchungen

Im folgenden werden Analysenergebnisse mitgeteilt, die sämtliche Rotliegend-Einheiten im Sprendlinger Horst gleichermaßen betreffen und nicht charakteristisch für einzelne Schichtenfolgen oder Schichtglieder sind.

6.1. Schwermineralanalysen

Bei den insgesamt 70 durchgeführten Analysen wurde die Trennung und Bestimmung der Schwerminerale nach BOENIGK (1983) vorgenommen. Ziel der Untersuchungen war, Auskunft über das Liefergebiet der Sandfraktion im Rotliegenden des Sprendlinger Horstes

zu erhalten. Außerdem wurden ausgewählte Proben, bei denen der Verdacht auf pyroklastische Beimengungen bestand, auf Glasfragmente hin untersucht.

In fast allen untersuchten Proben wurde nahezu ausschließlich die Assoziation der stabilen Schwerminerale Zirkon, Granat, Turmalin und Rutil angetroffen, abgesehen von den vereinzelt nachweisbaren Mineralen Monazit, Sillimanit, Zinnstein, grüne und braune Hornblende, Zinkblende, Korund, vulkanisches Glas und (neugebildetem) Baryt.

Die Zirkone, die als dominierende Schwerminerale in Anteilen von meist über 50 %, örtlich mit über 90 % an der Gesamtschwermineralfraktion festzustellen sind, kommen überwiegend als angerundete Körner vor. Weniger stark abgerollte Zirkone lassen sich anhand der Elongation in lang-prismatische, normal-prismatische und gedrungene Individuen (nach WINTER 1981) unterscheiden (Abb. 34 u. 35). Im Durchlicht zeigen sie oft einen ausgeprägten Zonarbau.

Die im Durchschnitt zweithäufigste Mineralgruppe sind die Granate. Sie sind ausnahmslos unverwittert und lassen bei hohem Relief immer deutlich entwickelte Spaltflächen erkennen. Die Körner sind vergleichsweise groß und von unregelmäßig eckigem Umriß, der durch die Spaltflächen vorgegeben ist (Abb. 36). Die Minerale sind meist farblos-weiß, zeigen jedoch auch des öfteren Verfärbungen nach lachsrosa. Obwohl die Granate normalerweise nur einen ca. 5–20 %igen Anteil an der Schwermineralführung erreichen, werden sie lokal (27, 67, 70) zum vorherrschenden Mineral.

Auch Turmalin wurde in fast allen Analysen mit Anteilen von durchschnittlich 5–15 % angetroffen. Typische Merkmale sind die gut gerundete oder kurzprismatische, nach der c-Achse gestreckte Kornform und der charakteristische Pleochroismus. Die Farben sind gelbbraun bis gelbgrün. Gelegentlich wurden jedoch auch blaue, rosa und rote Färbungen beobachtet. Als Einschlüsse sind neben Zirkonen auch andersfarbige Turmalinvarietäten häufig.

Rutil tritt ebenfalls regelmäßig, wenn auch mit wenigen Körnern, im Schwermineralspektrum auf, Monazit wurde nur in Proben des südlichen Arbeitsgebietes in sehr geringen Anteilen vorgefunden. Ebenfalls nur vereinzelt und auf Proben des südlichen Sprendlinger Horstes beschränkt, konnten grüne und braune Hornblenden im Schwermineralspektrum festgestellt werden. Der niedrige Anteil ist vermutlich auf ihre geringe Resistenz gegen Verwitterung und „intrastratal solution“ zurückzuführen. Darüber hinaus wurden gelegentlich Sillimanit, Baryt und Zinnstein angetroffen. Vulkanische Gläser konnten mehrfach nachgewiesen werden. Auf sie wird in Kap. 6.2. näher eingegangen.

Die untersuchten Proben weisen ein hohes Maß an Übereinstimmung sowohl in der Vergesellschaftung der Schwerminerale als auch in deren prozentualen Anteilen auf. Auffällig ist allenfalls die Verteilung der Granate, deren Anteil am Schwermineralbestand in der Nähe der Schwellenregion größer zu sein scheint (z. B. 27, 67, 70), während mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet eine deutliche Abnahme bis hin zum vollständigen Fehlen (74, 75, 77) festzustellen ist.

Granat gilt als relativ stabil in bezug auf Transport, „intrastratal solution“ und Verwitterung im sauren (karbonatfreien) Milieu (THIEL 1945, PETTJOHN 1957, TRÖGER 1969, FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977). Da die granatfreien Assoziationen sämtlich aus karbonatfreien Proben stammen, ließe sich die Abnahme der Granatführung mit Entfernung zum Liefergebiet auf eine geringe Resistenz dieser Varietät gegenüber Transporteinwirkungen zurückführen.

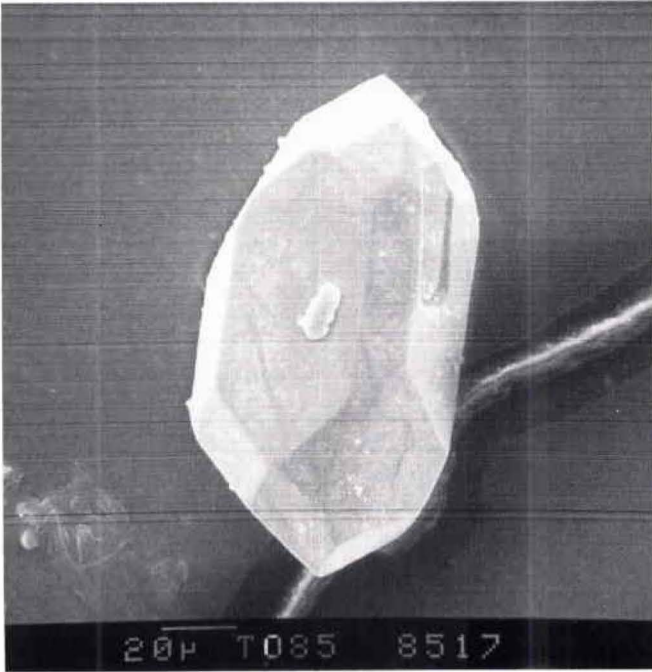


Abb. 34. Normal-prismatischer Zirkon mit Prismenkombination $110 > 100$ und Pyramidenkombination $311 \approx 111$; Langen-Schichten, ob. Abschn., Dreieichenhain (106), (REM-Aufnahme).

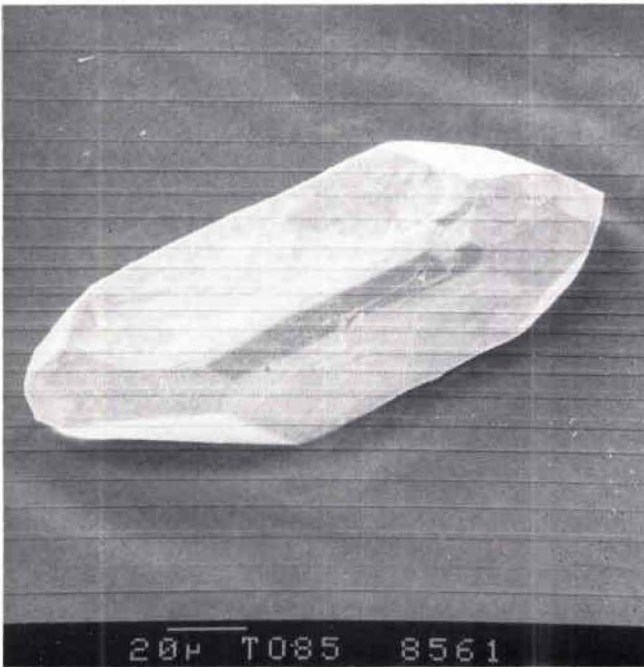


Abb. 35. Normal-prismatischer Zirkon mit asymmetrischer Termination und Dominanz der 100-Prismenflächen; Moret-Schichten, Grube Messel (69), (REM-Aufnahme).

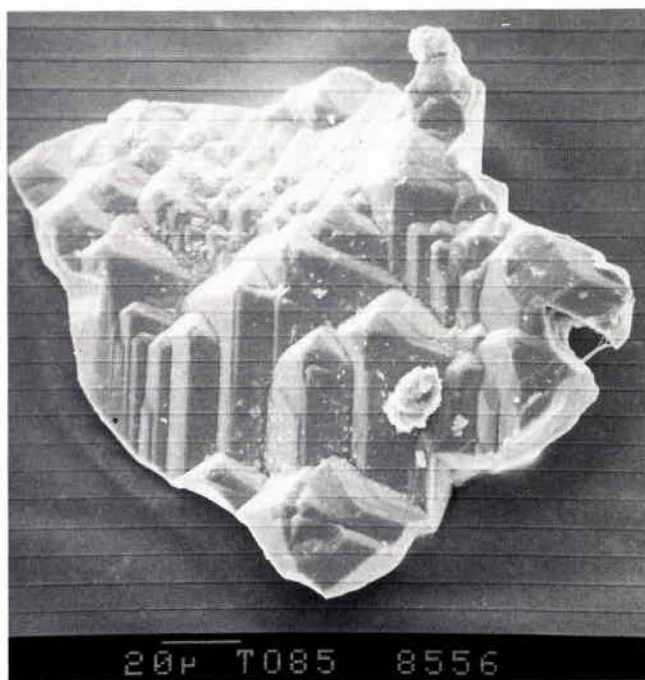


Abb. 36. Eckiger Granat mit deutlich ausgebildeten Spaltflächen; Moret-Schichten, Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ (67), (REM-Aufnahme).

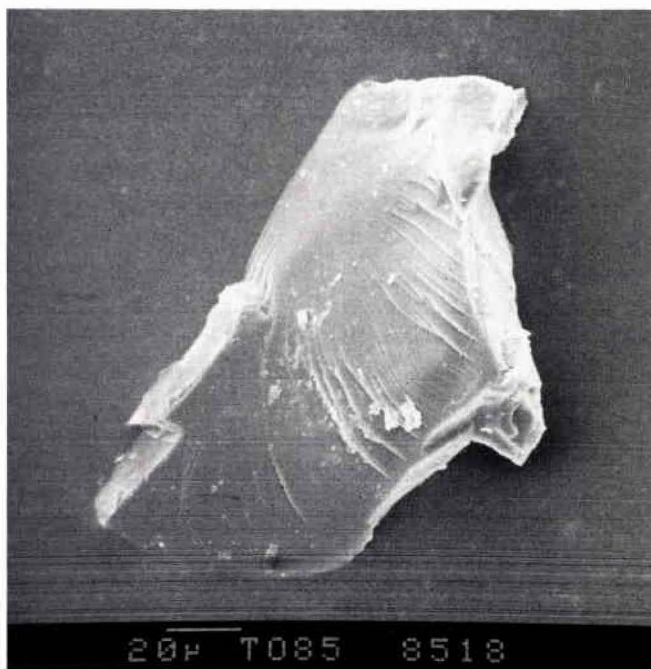


Abb. 37. Glasfragment in rhyolitischem Tuffit; Moret-Schichten, Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ (67), (REM-Aufnahme).

Sämtliche Schwerminerale können ihren Bildungsbedingungen nach aus Gesteinen von der südlichen Kristallinschwelle bezogen werden (Zirkon, Turmalin, Monazit, Zinnstein aus sauren Magmatiten; Zirkon, Hornblende, Korund aus intermediären und/oder basischen Magmatiten; Granat, Rutil, Sillimanit, Korund, Hornblende aus Metamorphiten (kristalline Schiefer, Amphibolite, Gneise); Zinkblende aus Erzgängen oder als Neubildung unter reduzierenden Bedingungen.

Auch in Dünnschliffen von Sandsteinen sind selbst bis zum nördlichsten Aufschluß des Spremlinger Horstes (75) Gesteinsfragmente aus Quarz-Feldspat-Biotit-Verwachsungen zu beobachten, die damit ebenfalls auf das südliche Kristallgebiet als Lieferant der Sandfraktion hinweisen.

In den verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten ist keine signifikante Änderung in der Führung der Schwerminerale festzustellen, weshalb diese zu Gliederungszwecken nicht herangezogen werden können. Andererseits läßt sich damit jedoch belegen, daß im Laufe der Sedimentation kein Wechsel des Liefergebietes erfolgte. Das Liefergebiet der Sandfraktion bleibt somit während der gesamten Rotliegend-Sedimentation im Spremlinger Horst mit dem der Geröllfraktion identisch.

Eine genauere Bestimmung der Herkunftsgebiete wäre möglicherweise über die Klassifizierung der Zirkone nach Tracht und Habitus zu erreichen, eine Methode, die von WINTER (1981, 1984) bereits zur tephrostratigraphischen Korrelation benutzt wird. Dies hätte jedoch zunächst eine Eichung der Zirkonpopulationen in allen in Frage kommenden Aufschlüssen des Liefergebietes zur Voraussetzung.

6.2. Pyroklastika

Bis auf die Dieburg-Schichten wurden in allen Rotliegend-Einheiten des Spremlinger Horstes, sowie in den Brg. Weiterstadt 1 und Kaiser Friedrich Quelle IV, Anreicherungen vulkanischen Lockermaterials angetroffen. Ihnen wurde erhöhte Aufmerksamkeit gewidmet, da Tuffe und Tuffite auch in den benachbarten Rotliegend-Trögen des Saar-Nahe-Gebietes und der Wetterau nachgewiesen sind und sie somit als Korrelationshilfe in Betracht kamen. Neben der Klärung des Chemismus wurde daher der Frage nachgegangen, ob individuelle pyroklastische Horizonte im Rotliegenden des Spremlinger Horstes identifiziert und korreliert werden können.

Die Benennung der Gesteine folgt der Klassifizierung der IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks nach SCHMID (1981) und MEYER-MARSILIUS (1986).

Im Untersuchungsgebiet kommen die Pyroklastika im Normalfall als umgelagerte Primärtuffe (gemischt pyro-/epiklastische Gesteine, Tuffite) vor, die zudem in hohem Maße zersetzt sind. Die Ansprache als Tuffe oder Tuffite gründete sich daher zunächst einmal auf eine von der Regel abweichende tonmineralogische Zusammensetzung mit der Dominanz quellfähiger Minerale (Smectite, mixed layers) und Kaolinit im Gegensatz zu den ansonsten vorherrschenden Illiten. Bereits im Gelände drückt sich dies durch eine auffällige Änderung der Sedimentfarben hin zu grauviolett, rosa oder lauchgrün im Vergleich zu den umgebenden rotbraunen Ablagerungen aus. Bei geringem Anteil an epiklastischem Material bilden die zersetzten vulkanischen Lockersedimente Horizonte, die sich durch eine seifige, talkartige Konsistenz auszeichnen.

Nach den Ergebnissen der Röntgendiffraktometrie wurden weiterführende Untersuchungen abgeschlossen, um die Tuffnatur zu bestätigen und gegebenenfalls den Chemismus weiter einzugrenzen. Hierzu wurden von allen Proben Dünnschliffe hergestellt, die Schwermineralfraktionen auf Gläser, die Leichtmineralfraktionen auf Gläser und idiomorphe Quarze in der Tracht der Hochquarze untersucht und Röntgenfluoreszenzanalysen zur Bestimmung der Anteile charakteristischer Spurenelemente durchgeführt.

Danach ließen sich die pyroklastischen Ablagerungen in Tuffite sauren und basischen Ursprungs unterscheiden.

Ein verlässliches Indiz zur Erkennung pyroklastischer Sedimente ist der Nachweis vulkanischer Gläser. Da diese jedoch besonders verwitterungsanfällig sind und die Tuffite im Rotliegenden des Sprendlinger Horstes in überwiegend zersetztem Zustand vorliegen, konnten trotz intensiver Suche nur wenige Glasfragmente isoliert werden (Abb. 37). Die Erhaltung von Gläsern setzt eine bereits frühdiagenetische Abschirmung vor Verwitterungs- oder Diageneseagentien voraus. Alle Funde wurden demnach auch erwartungsgemäß nur in karbonatisch gebundenen Sedimenten gemacht.

Sämtliche Glasfragmente wurden aus der Schwermineralfraktion gewonnen. Die hohe Dichte kann dabei nach TRÖGER (1971) als Kennzeichen eher basaltischer als rhyolithischer Herkunft gewertet oder aber nach BOENIGK (1983) auf Erzbeimengungen oder -einschlüsse zurückgeführt werden.

Die Ansprache als Gesteinsglasfragmente stützt sich im Körnerpräparat auf die deutlich niedrigere Lichtbrechung als Aroclor, die optische Isotropie, die Farbe (farblos, gelb, braun), sichelartig oder unregelmäßig verlaufende Risse, einen muscheligen Bruch und das Fehlen kristallographischer Korngrenzen. Die für die rasterelektronenmikroskopische Untersuchung isolierten Fragmente wurden zuvor im Durchlichtmikroskop auf ihre optische Isotropie hin überprüft.

In den leichter zersetzbaren basischen Tuffiten konnten keine Komponenten des Primärmineralbestandes mehr festgestellt werden; sie sind vollständig in Tonminerale umgewandelt. In der Tonfraktion dominieren die Smectite, die als Zersetzprodukte basaltischer Gläser und basischer Feldspäte angesehen werden können (FISHER & SCHMINCKE 1984, VELDE 1985, GRIM & GÜVEN 1978).

Unter den Spurenelementen sind vor allem die Chrom- und Mangangehalte mit 60–100 ppm bzw. 1600–2000 ppm außergewöhnlich hoch. Vergleichsproben pyroklastfreien Materials ergaben dagegen Werte von 0–50 ppm Chrom und meist unter 500, selten bis 1000 ppm Mangan.

Die Bestimmung der Anteile erfolgte mittels Röntgenfluoreszenzanalysen (Wolfram-Röhre). Da hierbei vor allem das Erfassen deutlicher Abweichungen der Spurenelementgehalte von denen in pyroklastfreien Vergleichsproben von Interesse war, bot die Anwendung der RFA-Intensitätsmessung charakteristischer Linien an Pulverpräparaten eine hinreichende Genauigkeit. Die Messungen wurden unabhängig vom Chemismus auf denselben Standard bezogen (frdl. mündl. Mitt. JOHANNING, Geol. Inst., Frankfurt a. M.).

Die basischen Pyroklastite sind im Sprendlinger Horst, anders als in den Schöneck-Schichten der Wetterau, wo sie als cm-mächtige Bentonite auftreten (KOWALCZYK 1983, MARELL 1982), nur in Gemischen mit epiklastischen Komponenten anzutreffen. Dabei stellen sie entweder den Hauptanteil der tonigen Matrix in tuffitischen Sandsteinen oder aber Matrix- und Geröllanteile in tuffitischen Konglomeraten (Abb. 38).

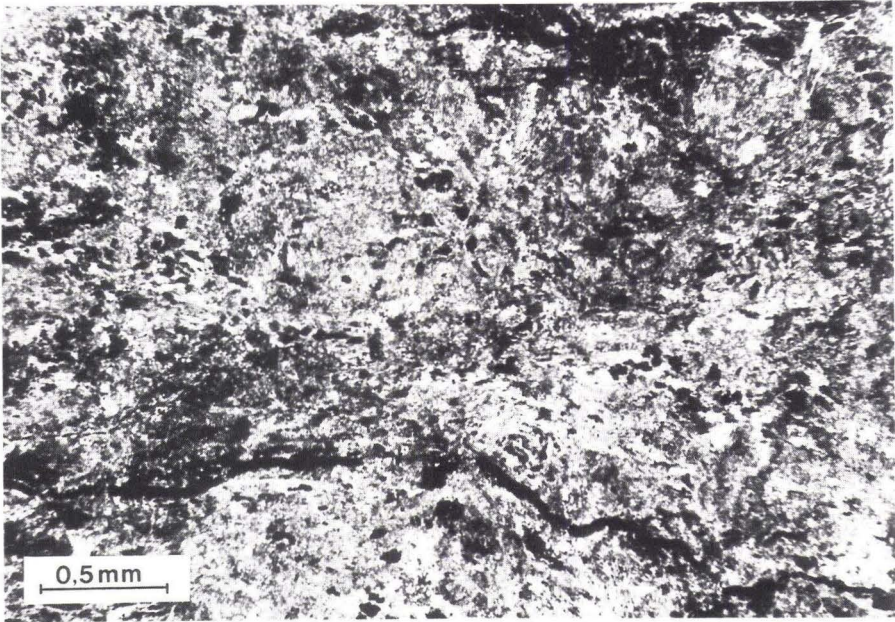


Abb. 38. Basisches Tuffgeröll (Dünnschliff); Primärmineralbestand vollständig in Tonminerale (überwiegend Smectit) und Erz umgewandelt; Moret-Schichten; Kernbohrung 3 Grube Messel (3; - 37,10 m).

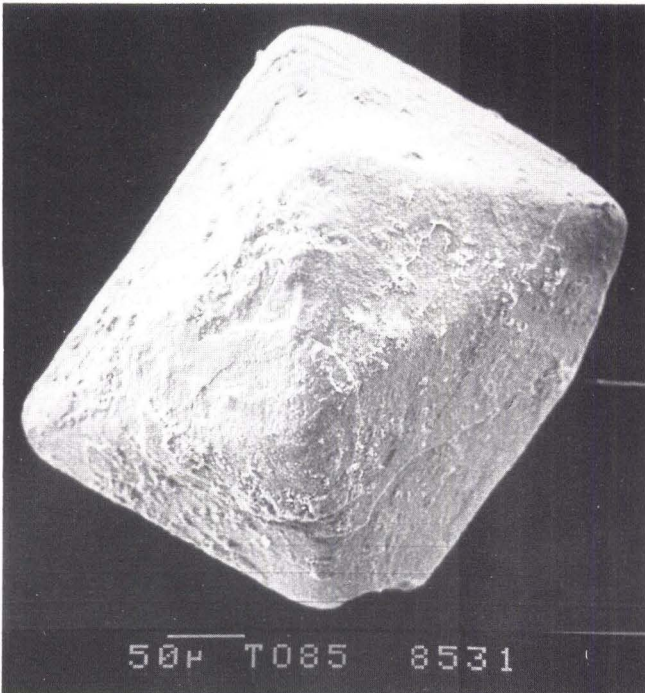


Abb. 39. Quarz in Hochquarztracht in saurem Tuffit; Langenschichten, unt. Abschn.; Bg. an der Darmbachtal-Brücke (27; Bg. 15, -10,50 m). (REM-Aufnahme).

Basische Tuffite konnten in den Roßdorf-Schichten (70) und den Moret-Schichten (3) nachgewiesen werden. Es fanden sich jedoch auch in den Langen-Schichten (105), der Brg. Kaiser Friedrich Quelle IV (9) und der Brg. Weiterstadt 1 der BEB (vgl. Tab. 2, Kap. 7.1.2.) pyroklasthaltige Sedimente, die aber aufgrund ihres Anteils von weit unter 75 % an der Gesteinszusammensetzung nach MEYER-MARSILIUS (1986) und SCHMID (1981) nicht mehr als Tuffite zu bezeichnen sind.

Im Gegensatz zu den basischen Tuffiten zeichnen sich die zersetzten Tuffite sauren Ausgangsmaterials im Rotliegenden des Spremlinger Horstes durch hohe Anteile der nach WEDEPOHL (1974) in sauren Magmatiten angereicherten Elemente Niob, Rubidium, Zinn, sowie durch die Vorherrschaft von mixed layer-Mineralen im Tonmineralspektrum aus, die ihrer Zusammensetzung nach aus 65–75 % Illit und 25–35 % Smectit bestehen. Kaolinitanteile sind nur sehr selten festzustellen. Der Ordnungsgrad der Kaolinite ist jedoch immer recht hoch.

Die Identifikation als saure Pyroklastika wird vor allem dadurch erleichtert, daß die relativ verwitterungsresistenten Quarze in Hochquarztracht des Primärmineralbestandes erhalten blieben und in mikroskopischen Untersuchungen nachzuweisen sind (Abb. 39).

Das bedeutendste Vorkommen eines sauren Pyroklastits erreicht im Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ (67) eine Schichtmächtigkeit von ca. 1,60 m (Abb. 40). Aufgeschlossen ist ein blaßgraugrünes, undeutlich horizontal geschichtetes Sediment, das außer seinem Reichtum

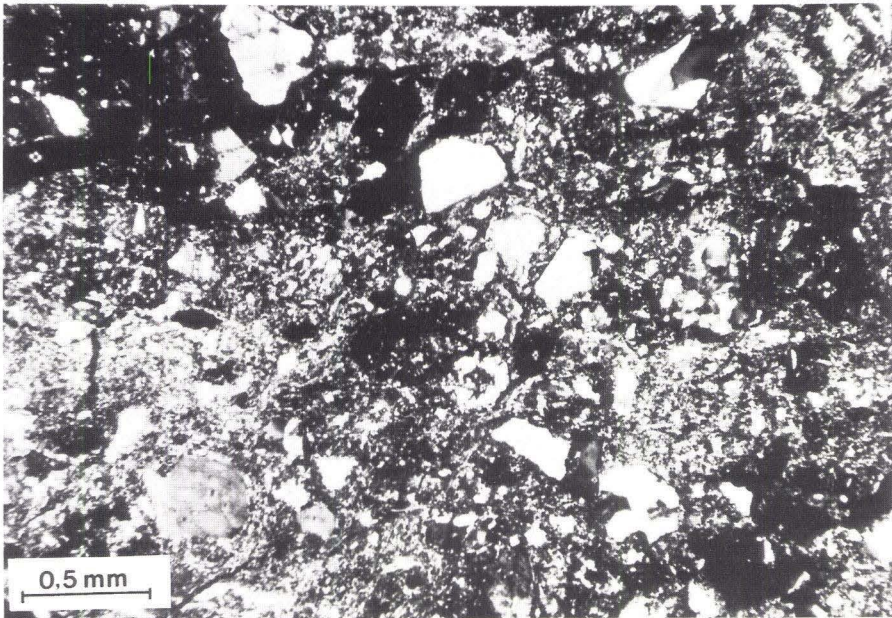


Abb. 40. Rhyolitischer Tuffit mit zahlreichen vulkanischen Quarzen in mixed-layer-Mineral-reicher Matrix (Dünnschliff); Moret-Schichten; Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ (67).

an „hygrophyllit“-ähnlichen Schüppchen (mixed layers) durch die Führung unzersetzter Biotite auffällt.

Dieser Tuffithorizont lagert unmittelbar auf Kristallin (Granit). Daß es sich dennoch nicht um Granitzersatz, sondern um einen Pyroklastit handelt, konnte mit letzter Sicherheit erst durch den Fund von Glasfragmenten und Quarzen in Hochquarztracht belegt werden. Auch im Hangenden dieses Tuffits folgen Silt- bis Grobsandsteine, die ebenfalls noch hohe Beimengungen an vulkanischem Material enthalten.

In zwei Bohrungen an der Darmbachtal-Brücke SE Darmstadt (27; Brg. 8 u. 15) wurde ein Tuffit mit einer Mächtigkeit von ca. 0,40 m durchteuft, der makro- und mikroskopisch, in der Zusammensetzung der Tonminerale und in den ppm-Gehalten der Spurenelemente Nb, Rb, Y und Sn dem im Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ so stark ähnelt, daß er mit diesem korreliert werden darf (vgl. Tab. 1.).

Nr.	ppm											%		
	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Zn	Mn	Cr	Cu	Ni	Th	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	
1	<u>70</u>	75	<u>81</u>	43	<u>435</u>	26	100	+	17	24	+	4,27	0,12	} schwacher SnK α -Peak
2a	<u>63</u>	100	<u>105</u>	43	<u>370</u>	38	300	14	25	34	+	4,02	0,20	
2b	<u>59</u>	236	<u>57</u>	76	<u>370</u>	39	265	14	47	37	12	4,57	0,40	
3	5	76	9	35	187	16	<u>1600</u>	<u>98</u>	22	38	-	<u>7,90</u>	<u>0,87</u>	
4a	8	68	16	108	145	9	900	7	19	32	-	4,95	0,42	
4b	4	83	4	275	54	7	100	+	29	23	+	1,91	0,29	

Tab. 1. RFA-Untersuchungsergebnisse ausgewählter pyroklastischer Horizonte (auffällig hohe Werte unterstrichen). 1 – Saurer Tuffit im Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ (67); 2a u. b – Saurer Tuffit in den Bohrungen 8 und 15 an der Darmbachtal-Brücke (27); 3 – Basisches tuffitisches Konglomerat (Fraktion < 0,125 mm), Bg. 3 Grube Messel (3; -37,10 m); 4a u. b – Pyroklastfreie Proben aus den Langenschichten (Vergleichsproben), (71, 76)

Diese tephrostratigraphische Parallelisierung hat weitreichende Folgen für die Verknüpfung der Rotliegend-Vorkommen in der alluvial fan-Fazies (Moret-Schichten) im Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ und im Bereich der Grube Messel mit den (fluviatil abgelagerten) Langenschichten des unt. Abschn. im Raum Darmstadt-Traisa:

1. Da in den Brg. an der Darmbachtal-Brücke (27) eine Schichtenfolge durchteuft wurde, die ‚Melaphyr‘-Gerölle führt, muß die Ablagerung des rhyolithischen Pyroklastits noch nach der Förderung der permischen Basalte in diesem Gebiet erfolgt sein.
2. Das Vorkommen im Steinbruch ‚Mainzer Berg‘ wird aufgrund fazieller Übereinstimmungen mit den Schichtenfolgen in den benachbarten Brg. in der Umgebung der Grube Messel parallelisiert (vgl. Kap. 5.1.). Der in der Messel-Bohrung 1 (1) am Top der Schichtenfolge angefahrene permische Basalt muß demnach zeitlich später gefördert worden sein als derjenige, dessen Abtragungsprodukte in den Sedimenten der durchteuften Schichten an der Darmbachtal-Brücke enthalten sind.

Somit kann indirekt auch für das Gebiet des Spremlinger Horstes der Nachweis erbracht werden, daß die Förderung der permischen Basalte in mindestens zwei (vermutlich mehr) Eruptionsphasen erfolgte.

Obwohl eine solche tephrostratigraphische Korrelation anhand individueller Tuffe über größere Entfernungen mit den Rotliegendfolgen in den benachbarten Ablagerungsräumen des Saar-Nahe-Gebietes und der Wetterau bisher nicht möglich ist, läßt sich dennoch zumindest eine vergleichbare Position der pyroklastischen Einschaltungen im Gesamtprofil feststellen. Im Rotliegenden der Wetterau sind basische und saure Tuffe/Tuffite mit ähnlicher Ausbildung wie im Sprendlinger Horst ebenfalls noch im Anschluß an die Basaltförderung (Schöneck-Schichten) häufig nachzuweisen (KOWALCZYK 1983). Auch im Saar-Nahe-Gebiet kommen hygrophyllitische Tonsteine und Tuffite rhyolitischen Ausgangsmaterials noch im Oberrotliegenden (tiefere Nahe-Gruppe) vor, die von LORENZ (1973) auch zu Korrelationszwecken benutzt wurden. Petrographisch wurden sie dort eingehend von HEIM (s. zuletzt 1971) bearbeitet.

7. Nachbarvorkommen

7.1. Bohrung Weiterstadt 1 der BEB

Die Bohrung (10) wurde 1981 ca. 8 km W des Sprendlinger Horstes im Oberrheingraben bis ins kristalline Basement niedergebracht und bei 2504,7 m eingestellt. Unterhalb der Tertiärbasis (Pechelbronner Schichten) bei 1773 m wurden unter Ausfall des gesamten Mesozoikums und des Zechsteins bis zum Basiskristallin (Granit und Amphibolit) permokarbonische Sedimente und Vulkanite in einer Mächtigkeit von zusammen ca. 712 m durchteuft. Im Bereich dieser Schichtenfolge wurden 5 Kernstrecken (6.–11. Kern) mit einem Gesamtkerngewinn von ca. 38,20 m gefahren. Von den zwischenliegenden Schichten lag Spülprobenmaterial zur Bearbeitung vor.

7.1.1. Schichtenfolge

Die permokarbonische Abfolge läßt sich in einen oberen Abschnitt mit überwiegend roten und einen unteren mit überwiegend grau gefärbten Klastika gliedern, die im Verband mit jeweils unterschiedlichen basischen Vulkaniten abgelagert wurden. Stratigraphisch kann die obere Einheit dem Rotliegenden, die untere dem Oberkarbon zugerechnet werden, wobei die Formationsgrenze mit dem Top des älteren Vulkanits bei 2170 m markiert wird (Abb. 41).

7.1.1.1. Rotliegendes

Die Gesamtmächtigkeit der Rotliegend-Schichtenfolge beträgt ca. 400 m (1773 bis 2170 m). Sie wird i. w. aus Wechsellagerungen von Mittelsand- bis Siltsteinen mit einem Korngrößenmaximum im Feinsandbereich aufgebaut, die im Laufe der Abfolge mehrfach von Einschaltungen permischer Basalte durchbrochen wird. Diese grauviolett gefärbten Basalte, die als grob- bis feinkristalline Varietäten in dichter und blasiger Ausbildung vorkommen, durchsetzen die sedimentäre Folge in unregelmäßigen Abständen vom Top bis zur Basis. Sie entsprechen makro- wie mikroskopisch den ‚Melaphyren‘ des Sprendlinger Horstes.

Die sedimentäre Schichtenfolge ist granulometrisch recht einheitlich ausgebildet. Im höheren Abschnitt der Abfolge wurde eine Kernstrecke von ca. 9 m gezogen (6. Kern, 1848, 60 bis 1867, 60 m), die sich grob in zwei fining-upward-Sequenzen unterteilen läßt, wobei die basale mit einem blaßrotgrauen, flachwinklig (13°) mitteldimensional schrägschichteten Grobsandstein einsetzt, der zum Hangenden in flaserig-wellig horizontal geschichteten Mittel- und Feinsandstein mit einzelnen Grobsand- und Siltzwischenlagen übergeht. Über diesen ca. 1,10 m mächtigen Basissedimenten folgt eine ca. 6,60 m mächtige, braunrot gefärbte Siltstein-Feinsandstein-Wechsellagerung, die alternierend eben und wellig horizontal laminiert, mikroschräg- und flaserig geschichtet ist. Sie führt einzelne graue oder rötlichgraue Kalkkonkretionen und zeigt lagenweise erhöhte Kalkgehalte und fleckige Karbonatanreicherungen (calcretes).

Bg. Weiterstadt 1

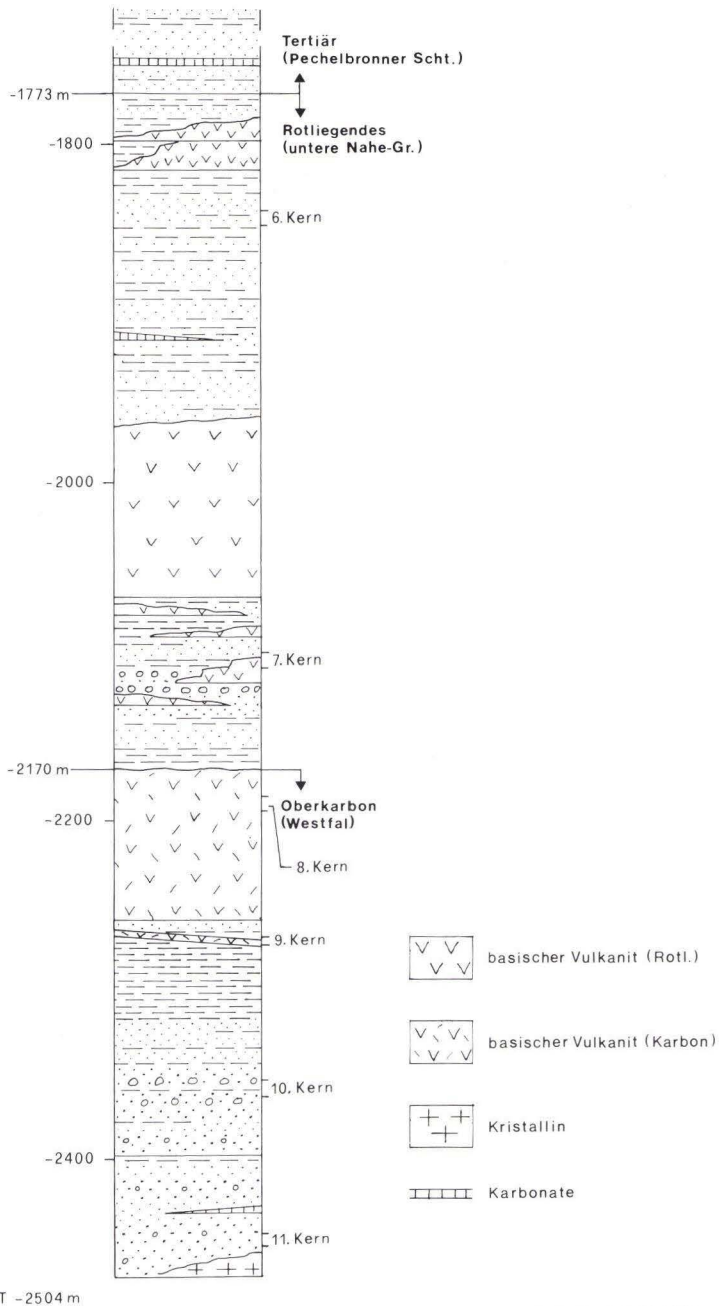


Abb. 41. Permokarbonische Schichtenfolge in der Bohrung Weiterstadt 1 der BEB (10).

Die obere Sequenz setzt über einer schräg verlaufenden Erosionsdiskordanz mit einer geringmächtigen (ca. 15 cm), kleindimensional schräg- und grobflaserig geschichteten Mittelsandstein-Feinsandstein-Alternation ein, die zahlreiche Deformationsstrukturen (convolute bedding) aufweist. Zum Hangenden zeigt sich eine ähnliche Sedimententwicklung wie im unteren Kernabschnitt in der erneuten Ausbildung einer Siltstein-Feinsandstein-Wechselagerung, in der neben Bioturbationsstrukturen und Karbonatkonkretionen (bis zu 6 cm \varnothing) auch Evaporitrelikte (Anhydritpseudomorphosen) festzustellen waren.

Neben fluviatilen Ablagerungen sind somit auch Sedimente nachzuweisen, die in episodisch existierenden Flachwasserbereichen (Überflutungsflächen/-ebenen oder Flachseen) zum Absatz kamen. Dabei zeugen die evaporitischen Bildungen gleichzeitig von einer hohen Verdunstungsrate.

Anhand der Spülproben läßt sich keine gravierende Änderung der Sedimentbeschaffenheit im Hangenden und unmittelbar Liegenden des 6. Kerns erkennen. Erst im Bereich des 7. Kerns (2100,00 bis 2108,00 m) fällt ein Fazieswechsel in der Anlieferung gröberklastischen Materials auf. Im Kontakt zu einem unterlagernden Basalt wurden die einzigen konglomeratischen Rotliegend-Schichten in der Bohrung angefahren.

Die Sedimente bauen sich im basalen Teil der Kernstrecke aus vier sehr geringmächtigen (jeweils wenige dm), blaßrotgrauen fining-upward-Sequenzen auf, die mit basalen Grob- oder Mittलगrobkonglomeraten über Erosionsdiskordanzen einsetzen und zum Hangenden ohne scharfe Grenzen rasch in klein- und mitteldimensional bogig schräggeschichtete Grob- oder Mittelsandsteine übergehen. Die Konglomerate, die ebenfalls örtlich eine bogige Schrägschichtung erkennen lassen, führen überwiegend kantengerundete Gerölle mit maximalen Durchmesser von ca. 4 cm.

Diese einzelnen sich überlagernden Linsen sind als Ablagerungen in kleindimensionierten, vermutlich ephemeren verzweigten Rinnen zu interpretieren; ephemere u. a. deshalb, weil der dritten und vierten Sequenz ein ca. 10 cm mächtiges mud flow-Sediment als undeutlich geschichteter, schlecht sortierter Fein-/Mittelsandstein-Horizont zwischengeschaltet ist.

Im Hangenden der 4. Sequenz folgt erneut eine (70 cm mächtige) Schlammstromablagerrung, die als schlecht sortierter Ton-/Siltstein mit Sandkomponenten einsetzt und zum Top mit diskontinuierlicher Kornvergrößerung in einen Fein-/Mittelsandstein übergeht, der seinerseits wiederum von dm-mächtigen, schräggeschichteten Konglomerat-/Grobsandlinsen überlagert wird. Den Abschluß bildet eine 1,10 m mächtige Rinnensequenz aus basalem Grobkonglomerat, mitteldimensional flachwinklig schräggeschichtetem Grob- und Mittelsandstein und wellig horizontal laminiertem Feinsandstein am Top.

Unterhalb des 7. Kerns treten bis zur Rotliegend-Basis, abgesehen von weiteren Basaltzwischenlagen, weiterhin nur Wechselagerungen von Ton-/Siltsteinen mit Fein-/Mittelsandsteinen auf, die sich nur undeutlich in einzelne fining-upward-Sequenzen gliedern lassen.

Die Rotliegend-Schichtenfolge in der Bohrung Weiterstadt 1 repräsentiert damit im basalen Abschnitt den Ablagerungsraum fluviatiler Sedimentation und Massenstromsedi-mentation, im höheren Abschnitt den einer flood plain mit Übergängen zu „desert lakes“ (Playa).

7.1.1.2 Oberkarbon

Die insgesamt ca. 315 m mächtige, nach biostratigraphischen Befunden ins Oberkarbon einzustufende Gesteinsserie besteht aus einer überwiegend grau gefärbten Sedimentfolge, die von einem basischen Vulkanitkomplex („Diabas“) überlagert wird, auf den eine Mächtigkeit von ca. 85 m entfällt.

Diese im 8. Kern (2185,00 bis 2194,00 m) angefahrenen Vulkanite unterscheiden sich bereits makroskopisch durch eine starke Vergrünung und die Abwesenheit von Blasen deutlich von den rotliegendzeitlichen „Melaphyren“. Mikroskopisch zeigt das Gestein ein ophitisch-intersertales Gefüge aus sperrigen Feldspatleisten, verwachsen mit Olivin und zersetztem Augit (Abb. 42).

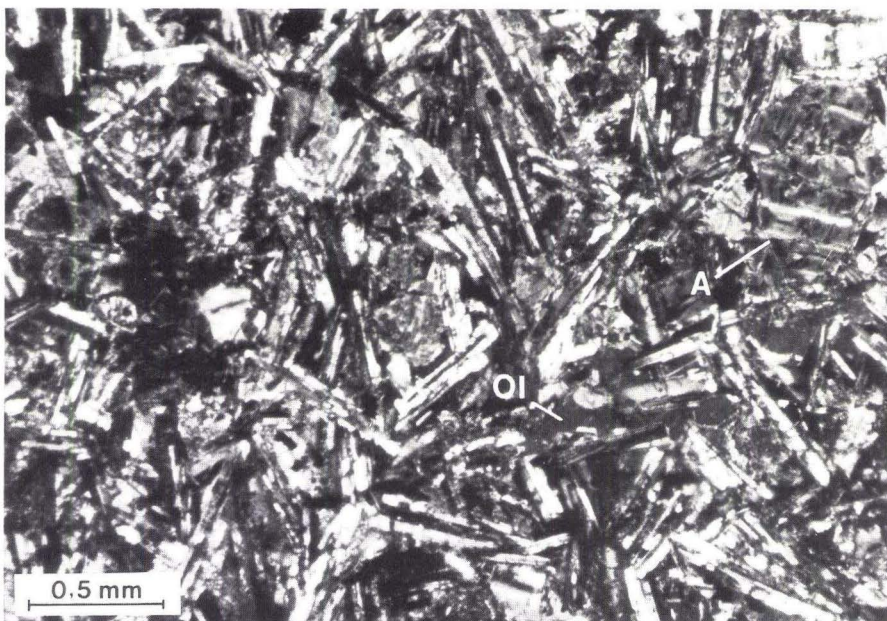


Abb. 42. „Diabas“ mit relativ frischen Feldspäten, verwachsen mit Olivin (Ol) und smectitisiertem Augit (A). Dünnschliff; Bg. Weiterstadt 1, -2193,65 m.

Die nach der Rittmann-Methode an polysynthetisch verzwilligten Plagioklasen bestimmten An-Gehalte schwanken zwischen 20 und 45 Mol-% An, daneben sind jedoch auch unverzwilligte und einfach verzwilligte Plagioklase zu beobachten, die röntgenographisch als nicht oder nur partiell entmischte K-/Na-Feldspäte identifiziert wurden. Einhergehend mit der Teufe ist an den Feldspäten eine zunehmend tonige Zersetzung festzustellen.

Auch die Olivine, vor allem jedoch die Augite, sind von starker Zersetzung in Erz, tonige Substanz und untergeordnet in Calcit betroffen. Diese als „tonige Substanz“ angesproche-

nen Minerale geben dem Gestein die grüne Farbe. Der naheliegende Verdacht auf Chloritisierung hat sich indes nicht bestätigt. Nach röntgendiffraktometrischen Analysen ist das Gestein chloritfrei. Bei dem grünen Mineral handelt es sich vielmehr um K-/Na-Smectit.

Weitere Mineralkomponenten sind Analcim und Magnetit, der z. T. idiomorph vorliegt. Quarz und Hämatit fehlen vollständig. Im Tonmineralbestand sind neben dem bereits beschriebenen, vorherrschenden Smectit noch Kaolinit und geringe Anteile an Illit nachzuweisen.

Nach der Klassifizierung von STRECKEISEN (1967), die eine Einteilung der Vulkanite nach Merkmalen gestattet, die im Dünnschliff zu beobachten sind, wäre dieses Gestein (Quarz-/Foidanteil am Gesamtgehalt heller Minerale < 20/10 %, Anteil mafischer Minerale 30–35 %, Plagioklasanteil am Gesamtfeldspatgehalt > 90 %) als „Andesit“ anzusprechen.

Im Bereich des 9. Kerns wurde bei 2271,10 bis 2271,20 m ein hellgrauer, grünstichiger Vulkanitgang angefahren, der nach Dünnschliff- und Röntgenuntersuchungen eine große Verwandtschaft zum Andesit („Diabas“) des 8. Kerns aufweist: ähnlich zusammengesetzte K-/Na-Feldspäte sowie hohe Anteile an Magnetit und Analcim. Der übrige (ehemalige) Mineralbestand dieses stark calcitisierten Vulkanits ist nur noch an Calcitpseudomorphosen nach Olivin und Augit kenntlich.

Die sedimentären Schichten im Liegenden des Vulkanits werden hauptsächlich aus klastischen Ablagerungen unterschiedlichster Korngrößen aufgebaut, die im Bereich der Kernstrecken zwar örtlich eine diskontinuierliche Gradierung in Form von fining-upward-Sequenzen zeigen, eine deutliche rhythmische Gliederung jedoch weitgehend vermissen lassen. Im höheren Teil der Schichtenfolge (etwa oberhalb 2314 m) treten grauschwarze Tonsteine in Mächtigkeiten von bis zu ca. 24 m auf, die zusammen mit den gröberkörnigen Begleitsedimenten im 9. Kern (2270,20 bis 2274,80 m) erbohrt wurden.

Diese schwarzen Tonsteine (Abb. 43) zeichnen sich durch ein ebene und wellige Horizontallamination mit zwischengeschalteten Pyrit- und Calcitlamellen aus und lassen in der Nähe zum sie durchschlagenden Vulkanitgang eine Frittung erkennen. Bemerkenswert ist die relativ reiche Führung an Fossilien (Insekten- und Pflanzenreste, Chonchostraken, Ostracoden, Fischschuppen), die bereits seitens der BEB bestimmt wurden (s. Kap. 7.1.3.2.). Sedimentologisch stellen sie zweifelsfrei lakustrine Ablagerungen im reduzierenden Milieu dar.

Unterhalb der Tonsteine wurde im basalen Abschnitt des 9. Kerns eine ca. 1,10 m mächtige Wechselfolge aus hellgraubraun gefärbten Konglomeraten und Sandsteinen durchteuft, in der gut gerundete und eckige Gerölle mit bis zu 2 cm Ø matrixgestützt vorkommen. Diese undeutlich geschichteten und schlecht sortierten Grobklastika vom Habitus distaler debris flow-Ablagerungen werden örtlich von wenige cm mächtigen, graugrün gefärbten Feinsandsteinhorizonten mit scharfen Unter- und Obergrenzen unterbrochen, die durch ihre Horizontal- oder Flaserschichtung eine Sedimentation unter höherer Wasserbeteiligung anzeigen.

Im Liegenden und Hangenden des 9. Kerns waren in Spülproben mit Ausnahme zusätzlicher, stärker sandiger Einschaltungen keine Abweichungen in der Gesteinsausbildung festzustellen. Als Ablagerungsraum für diesen höheren Teil der karbonischen Schichtenfolge kann somit ein Übergangsbereich zwischen distaler Schwemmfächer- und limnischer Sedimentation rekonstruiert werden, wobei für einige der gröberklastischen Einschüttungen eine Entstehung als subaquatische mass flows wahrscheinlich ist.

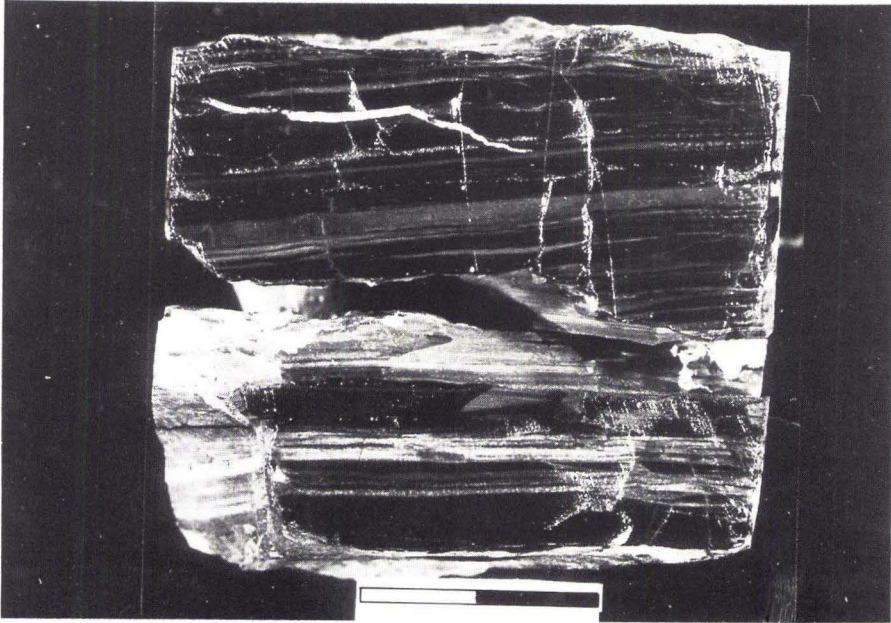


Abb. 43. Laminiertes Tonstein mit Pyrit- und Calcitwischenlagen.
Dünnschliff; Bg. Weiterstadt 1, -2270,90 bis -2270,95 m, (Maßstab 2 cm).

Auch zwischen dem 10. (2352,00 bis 2361,00 m) und 11. Kern (2445,00 bis 2454,00 m) sind im Spülgut weiterhin geröllführende Sedimente, Grob- und Mittelsandsteine sowie rotbraune oder hell-, mittel- und schwarzgraue Ton-/Siltsteine nachzuweisen, die wechselnde, z. T. hohe Karbonatanteile enthalten. Darüber hinaus sind gelegentlich zwischengeschaltete mikritische Karbonate festzustellen. Obwohl eine sichere sedimentologische Interpretation nicht möglich ist, kann daraus dennoch auf den weiterhin bestehenden Wechsel von limnischer, fluviatiler und Massenstromsedimentation geschlossen werden, zumal im 11. Kern erneut mud- und debris flow-Ablagerungen, kleindimensional schrägschichtete Sandsteine und Ruhigwasserabsätze angetroffen wurden.

Diese im 11. Kern durchteufte Sedimentfolge der basalen oberkarbonischen Ablagerungen wird überwiegend aus schlecht sortierten, undeutlich geschichteten Fein- bis Mittelsandsteinen mit unscharfen Korngrößenübergängen aufgebaut, denen eine rhythmische Gliederung fehlt. Gerölle kommen isoliert, lagenweise oder an der Basis gröberkörniger Sandsteine angereichert, in jedem Fall jedoch matrixgestützt vor. Die Feinklastika erreichen als grain- und mud flow deposits Mächtigkeiten von bis zu über 1 m, als laminierte lakustrine Sedimente bis zu 0,5 m. Sie weisen – wie die basale Abfolge überhaupt – hohe Karbonatanteile auf und zeichnen sich durch eine grünlichige Färbung aus.

Die gesamte oberkarbonische Schichtenfolge läßt sich zusammenfassend als Ablagerungen im Verzahnungsbereich distaler Schwemmfächer mit einer relativ konstant wasserbe-

deckten Überflutungsebene bzw. episodisch existierenden Seen unter semi-humiden klimatischen Verhältnissen deuten.

7.1.2. Sedimentpetrographie

Der Geröllbestand der Konglomeratlagen innerhalb der Rotliegend-Schichtenfolge entspricht i. w. dem der Konglomerate der Langen-Schichten im Sprendlinger Horst (Granit, Granodiorit, Quarz, Rhyolith, Aplit (z. T. quarzreich), Amphibolit, Melaphyr, Gneis und Intraformationalgerölle). Zusätzlich treten vereinzelt mikritische Kalkgerölle auf. Auffällig ist hingegen das Fehlen der geschieferten Metamorphite, die im Horstbereich relativ zahlreich nachzuweisen sind.

Zum Liegenden zeigen sich folgende Veränderungen in der Geröllführung der oberkarbonischen Schichten:

- 9. Kern: Abwesenheit von Melaphyr, einzelne Kalkgerölle,
- 10. Kern: erstes Auftreten an chloritreichen Quarz-Glimmer-Schiefern sowie sauren Vulkaniten mit großen Feldspateinsprenglingen in einer quarzreichen, mikro- bis kryptokristallinen Grundmasse.
- 11. Kern: Erhöhung des Anteils an chloritreichen metamorphen Schiefen.

Damit bleibt während der gesamten permokarbonischen Sedimentation die südliche Schwellenregion Liefergebiet der Geröllfraktion.

Alle untersuchten Mittel- bis Grobsandsteine (6.–11. Kern), die immer tonig und/oder calcitisch gebunden sind, zeigen im Quarz-Feldspat-Gesteinsbruchstück-Verhältnis eine ähnliche Zusammensetzung: 30–60 Fl.-% Quarz, 10–30 Fl.-% Gesteinsbruchstücke und 20–50 Fl.-% Feldspat („feldspatführende Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken“). Der unersetzte Feldspatanteil ist damit durchschnittlich etwas höher als in den Sandsteinen des Horstbereichs, was durch die Teufenlage bedingt sein dürfte. Während im 6./7. Kern Kalifeldspäte und Plagioklase noch zu etwa gleichen Teilen auftreten, verändert sich die Feldspatzusammensetzung in den Kernen 9–11 deutlich zugunsten der Plagioklase.

Neben gut erhaltenen Feldspäten lassen sich häufig partielle Umwandlungen nach Serizit und Calcit feststellen, wobei vor allem im 11. Kern örtlich eine vollständige Calcitisierung der Plagioklase zu beobachten ist.

Karbonatgehaltsbestimmungen wurden an 15 ausgewählten Proben durchgeführt. Die Ergebnisse sind zusammen mit weiteren röntgendiagnostisch ermittelten Werten in Abb. 44 nach der Teufe aufgetragen. Abgesehen von zwei Proben (graue Siltsteine) bei 1940 und 2414 m, die hohe Dolomitgehalte aufweisen, zeigt sich immer eine deutliche Calcit-Vormacht. Im tieferen Abschnitt der durchteuften Schichtenfolge (9.–11. Kern) ist gelegentlich Siderit in Spuren nachzuweisen. Lediglich im Bereich der schwarzen Tonsteine bei 2271 bis 2273 m (9. Kern) wurden ausschließlich sideritische Karbonate in Anteilen von 10–20 % festgestellt. Für ihre Entstehung kommt sowohl eine primäre Ausfällung im reduzierenden Milieu als auch eine diagenetische Neubildung in Frage.

Im Tonmineralbestand fallen keine wesentlichen Änderungen der Zusammensetzung auf. Illit/Glimmer herrscht neben Kaolinit und geringen Anteilen an Chlorit deutlich vor. Mixed

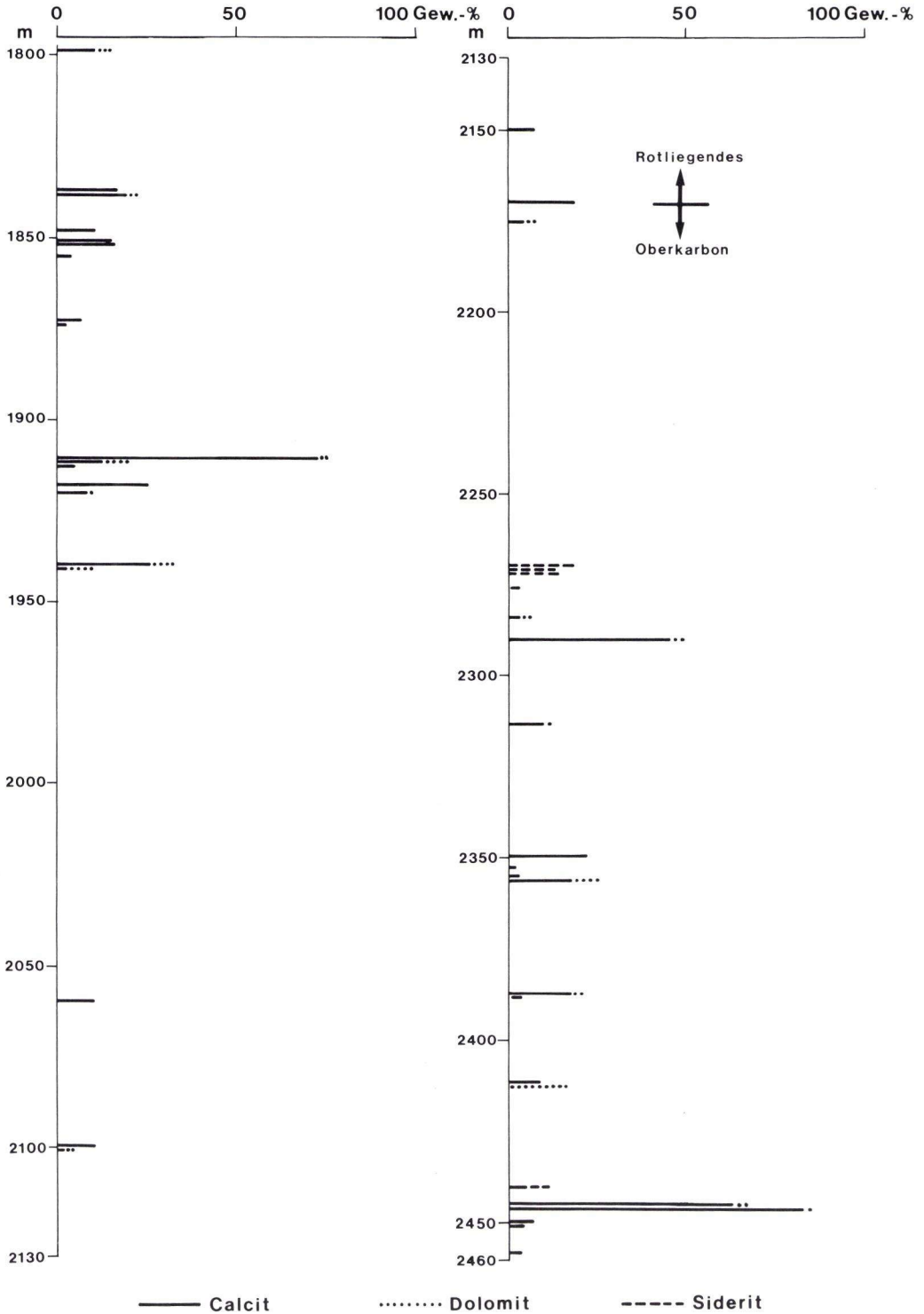


Abb. 44. Karbonatgehalte der untersuchten Proben aus der Bohrung Weiterstadt 1.

layer-Mineralen sind fast immer in Spuren vorhanden, Smectit fehlt weitgehend (s. Tab. 2). Scharf begrenzte Tuffhorizonte waren weder im Rotliegenden noch im Oberkarbon anzutreffen. Pyroklastische Beimengungen sauren Ursprungs ließen sich jedoch bei 2100 bis 2102 m, 2353,80 bis 2354,10 m und 2450 bis 2452 m anhand von Glasfragmenten und hohen Gehalten an Kaolinit oder mixed-layer-Mineralen nachweisen (vgl. Tab. 2.).

Schwermineralanalysen wurden an 5 Proben durchgeführt (2 × 7. Kern, je 1 × 9., 10., 11. Kern). Dabei zeigen die beiden Proben aus dem 7. Kern ein sehr ähnliches Spektrum mit deutlicher Zirkonvormacht (70 und 73 %). Der Granatanteil beträgt ca. 26 %. Sehr untergeordnet waren darüber hinaus Rutil, Turmalin und Monazit nachzuweisen.

Auch in der karbonischen Schichtenfolge zeichnet sich keine grundlegende Änderung der Schwermineralassoziationen ab. Die untersuchte Probe aus dem 9. Kern weist sogar eine nahezu vollständige Übereinstimmung in der prozentualen Verteilung mit den Rotliegend-Proben auf. Auffällig ist allenfalls eine Steigerung des Zirkonanteils (10. Kern: 82 %, 11. Kern: 95 %) mit zunehmender Teufe auf Kosten der Granate, die im 11. Kern sogar vollständig fehlen. Weitere Komponenten sind Turmalin und Monazit (9. Kern) und lediglich Turmalin im 10. Kern. Im 11. Kern wurden neben Zirkon nur 1 Rutil, 3 Zinkblenden und 1 Korund vorgefunden, wobei die Bestimmungen der Zinkblenden und des Korunds wegen der geringen Korngrößen jedoch mit Unsicherheiten behaftet sind.

7.1.3. Stratigraphie

7.1.3.1. Rotliegendes

Die Rotliegend-Schichtenfolge zwischen 1773 m und 2170 m kann aufgrund der ‚Melaphyr‘-Einschaltungen und der Sedimentausbildung sicher dem Rotliegenden zugeordnet werden. Nach der Gliederung im Sprendlinger Horst wäre diese gesamte Schichtenfolge als Langen-Schichten (unterer Abschn.) anzusprechen, was jedoch wegen der mehrfachen Förderung der ‚Melaphyre‘ bis hinauf zum Top der Schichtenfolge im Bereich der Brg. wenig sinnvoll wäre. Aus umgekehrter Sicht kann für die sedimentären Langen-Schichten zum weitaus überwiegenden Teil eine Ablagerung nach der letzten ‚Melaphyr‘-Förderung im Sprendlinger Horst belegt werden. Für die ‚Melaphyre‘ im Sprendlinger Horst kommt demnach ein Niveau im Bereich der oberen ‚Melaphyr‘-Decken in der Brg. Weiterstadt 1 in Betracht.

Für die stratigraphische Einstufung der durchteuften Rotliegend-Schichten ist daher die Anwendung der saar-pfälzischen Gliederung vorteilhafter. Danach sind sie insgesamt den Effusivgesteinen der unteren Nahe-Gruppe nach ATZBACH & SCHWAB (1971) zuzuordnen, da die permischen Basalte in der gesamten Schichtenfolge auftreten.

7.1.3.2. Oberkarbon

Problematisch ist die stratigraphische Einstufung der basalen Schichten im Liegenden des ‚Diabases‘ zwischen 2255 m und 2485 m. Vergleichbare Sedimente sind im Sprendlinger Horst nirgends angetroffen worden. Für diese Schichtenfolge darf vorläufig ein prärotliegend-zeitliches Alter angenommen werden (s. u.), wodurch eine beträchtliche Schichtlücke

Tab. 2. Tonmineralverteilung in der Bohrung Weiterstadt 1. halbquantitativ. + = untergeordnet nachzuweisen (mixed layer-Typ: Illit-Smectit und/oder Chlorit-Smectit)

m		Illit/Glimmer	Kaolinit	Smectit	Mixed-layer-M.	Chlorit	Vermikulit
1798	(rot)	—	—		+	—	
1798	(grau)	—	—		+	—	
1838	(rot)	—	—		+	—	
1838	(grau)	—	—		+	—	
1848,84	(rot)	—	—		+	—	
1851,88	(rot)	—	—		+	—	
1852,20	(viol.)	—	—		+	—	
1856,05	(viol.)	—	—		+	—	
1874	(rot)	—	—		+	—	
1874	(grau)	—	—		+	—	
1912	(rot)	—	—		+	—	
1912	(grau)	—	—		+	—	
1920	(rot)	—	—		+	—	
1920	(grau)	—	—		+	—	
1940	(hellgrau)	—	—		+	—	
1940	(dklgrau)	—	—		+	—	
2060	(rot)	—	—		+	—	
2100	(rot)	—	—		+	—	
2100	(grau)	—	—		+	—	
2101,91	(bröt)	—	—		+	—	
2150	(rot)	—	—		+	—	
2271,00	(schw)	—	—		+	—	
2271,80	(schw)	—	—		+	—	
2272,63	(schw)	—	—		+	—	
2276	(rot)	—	—		+	—	
2276	(mrgrau)	—	—		+	—	
2276	(dklgrau)	—	—		+	—	
2284	(rot)	—	—		+	—	
2284	(dklgrau)	—	—		+	—	
2314	(rot)	—	—		+	—	
2350	(rot)	—	—		+	—	
2353,80	(grau)	—	—		+	—	
2356,32	(grün)	—	—		+	—	
2356,84	(bröt)	—	—		+	—	
2357,40	(grau)	—	—		+	—	
2388	(rot)	—	—		+	—	
2388	(hellgrau)	—	—		+	—	
2388	(schw)	—	—		+	—	
2414	(rot)	—	—		+	—	
2414	(dklgrau)	—	—		+	—	
2440	(rot)	—	—		+	—	
2440	(schw)	—	—		+	—	
2445,50	(grau)	—	—		+	—	
2446,13	(grau)	—	—		+	—	
2450,60	(grau)	—	—		+	—	
2451,60	(grün)	—	—		+	—	



zu den überlagernden Sedimenten des höheren Rotliegenden entsteht. Nach Kenntnissen des Verfassers (die hier nicht veröffentlicht werden) kann die Vermutung, der dann zu fordernde Hiatus sei tektonisch bedingt und auf lokale postsedimentäre Abschiebungen zurückzuführen, sicher widerlegt werden.

Die etwa 10 km SW der Brg. Weiterstadt 1 niedergebrachte Brg. Stockstadt 33R der BEB durchteufte ebenfalls die Sedimentfolge im Liegenden der basischen Vulkanite. Diese von NEGEN-DANK (1967) als „Unterrotliegendes“ bezeichneten Schichten scheinen nach den Gesteinsbeschreibungen mit denen in der Brg. Weiterstadt 1 parallelisierbar zu sein (z. B. anhand der schwarzen Tonsteine im 23.–24. Kern der Brg. Stockstadt 33R). In der vorliegenden Arbeit wird von einer ähnlichen stratigraphischen Position ausgegangen. Definitive Aussagen setzen jedoch weitere, künftige Untersuchungen voraus.

Für die zeitliche Einstufung dieser basalen Schichtenfolge in der Brg. Weiterstadt 1 können bio-, chrono- und lithostratigraphische Methoden herangezogen werden, die jedoch zu abweichenden Ergebnissen führen: Den meisten paläontologischen Untersuchungen zufolge sind die Schichten ins Westfal C zu stellen. Die radiometrische Datierung (Biotit, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) des basischen Vulkanits („Diabas“), der die fossilführenden schwarzen Tonsteine überlagert und als jünger anzusehen ist, ergab ein Alter von $332,2 \pm 2,7$ Ma (KIRSCH 1984). Nach der geochronologischen Skala von HARLAND et al. (1982) ergibt sich daraus für die unterlagernden Schichten eine Einstufung ins Namur/Visé. Die lithologische Ausbildung schließlich läßt große Übereinstimmungen mit dem Unterrotliegenden und Stefan des Saar-Nahe-Gebietes erkennen.

Die im folgenden verwendeten Begriffe „Ober-“ und „Unterrotliegendes“ werden im Sinne der saarpfälzischen Gliederung verstanden.

Biostratigraphie

Die biostratigraphische Einstufung ins Westfal C stützt sich zunächst auf einen Pflanzenrest bei 2272,5 m, der von JOSTEN (Geol. L.-Amt, Krefeld) als „cf. *Paripteris pseudogigantea* (H. POTONIE) GOTHAN“ bestimmt wurde; ein Fossil mit Leitcharakter für das Westfal C.

Die Chonchostraken wurden durch TASCH (Wichita State University, Kansas, USA) bearbeitet, nach dessen Untersuchungen ein Schalenrest von „*Paleolimnadiopsis cf. pruvosti* (RAYMOND)“ (2270,8 m) stratigraphisch am aussagekräftigsten ist und ebenfalls ein Alter von Westfal nahelegt. Abgesehen von der mit Unsicherheiten behafteten Bestimmung ist eine stratigraphische Einstufung anhand der permokarbonischen Chonchostraken jedoch nur mit Vorbehalt möglich, da eine gesicherte, beckenübergreifende Chonchostraken-Gliederung nicht besteht (MARTENS 1984).

Die Ostracoden zwischen 2290 m und 2440 m wurden von seiten der BEB als „*Whipplella* sp., *Carbonita elongata* und *Carbonita cf. fabulina*“ bestimmt, für die ein oberkarbonisches Alter (mittleres Westfal – Stefan) angenommen wurde. Sie können wegen ihres geringen Leitwertes nur bedingt herangezogen werden.

Die Fisch-Schuppen bei 2270,4 m konnten nicht sicher bestimmt werden.

Zwei isolierte Insektenflügel aus 2270,30 m Teufe werden derzeit von BRAUCKMANN (Fuhlrott-Museum, Wuppertal) und WILLMANN (Geol.-Paläontol. Inst., Kiel) bearbeitet. Das eine Exemplar kann der Gattung *Protorthoptera* zugeordnet werden, die ihre

Hauptverbreitung im Perm hat, wenngleich einige Formen bereits aus dem Oberkarbon bekannt sind; der andere Flügel zeigt „moderne Evolutionstendenzen“ mit Ähnlichkeiten zur *compacta/curvata*-Gruppe von *Phyloblatta* und spricht damit eher für ein unterpermisches Alter (frdl. schriftl. Mitt. BRAUCKMANN). Die stratigraphische Aussagekraft der Insekten ist gegenwärtig noch wenig zuverlässig, da die ökofaziellen und phylogenetischen Merkmale noch nicht befriedigend untersucht sind (vgl. SCHNEIDER 1983, 1984).

Palynologische Untersuchungen an ausgewählten Proben, die von SCHAARSCHMIDT (Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt a.M.) durchgeführt werden, ergaben bisher keine Befunde.

Die Einstufung der Schichtenfolge ins Westfal C auf paläontologischer Grundlage bleibt damit unsicher.

Chronostratigraphie

Die radiometrische Datierung des basischen Vulkanits von 332 Ma ist auch für die unterlagernde Schichtenfolge verbindlich, da ein Gang des Vulkanits bei 2271 m die Sedimente durchschlägt. Makroskopisch ähnliche Basalte wurden im übrigen auch in der Brg. Stockstadt 33R, ebenfalls im Hangenden der basalen, graugefärbten Schichtenfolge angetroffen.

Für die Karbon/Perm-Grenze geben AMSTRONG & MC DOWELL (1974, in: LIPPOLT 1980) und ODIN & GALE (1982) ein Alter von 290 Ma, HARLAND et al. (1982) von 286 Ma und TEICHMÜLLER & LORENZ (1983) von 285 Ma an. Zahlreiche neuere Datierungen von sauren Vulkaniten der „Grenzlager-Gruppe“ im Saar-Nahe-Gebiet ergaben nach der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode übereinstimmende Alter zwischen 296 und 299 Ma (LIPPOLT & HESS 1983). Danach wären sie bereits dem Oberkarbon zuzurechnen. Die Bearbeiter weisen deshalb darauf hin, daß die Karbon/Perm-Grenze künftig vermutlich tiefer zu ziehen sein wird. Nach Untersuchungen an Sanidinen aus Tonsteinen mit vulkanischen Anteilen im Saar-Karbon ergibt sich für die Karbon/Perm-Grenze ein Alter von 300 ± 1 Ma (HESS 1985).

Wichtig sind in diesem Zusammenhang die Ergebnisse der radiometrischen Datierungen der Regionalmetamorphose im westlichen Odenwald. Hierfür wurde nach TODT (1979) mit der $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -Methode an Zirkonen aus Migmatiten ein Alter von 335 Ma ermittelt. Die Abkühlung fand vermutlich rasch anschließend statt. Datierungen mit der K-Ar-Methode an Biotiten im westlichen Odenwald ergaben Schließungsalter zwischen 330 und 317 Ma (KREUZER & HARRE 1975). LIPPOLT (1986) ermittelte nach derselben Methode ähnliche Abkühlungsalter für das Grundgebirge von Spessart und Böllsteiner Odenwald.

In der Geröllfraktion der basalen Schichtenfolge in der Brg. Weiterstadt 1 sind Komponenten nachzuweisen, die von der südlichen Schwelle (Odenwald) stammen. Gleichzeitig ist in diesen Schichten keinerlei Schieferung zu erkennen, was eine Sedimentation nach Abschluß der regionalen Metamorphose belegt.

Andererseits spräche ein Visé-Alter des Vulkanits für eine Förderung im Zusammenhang mit den „Deckdiabas“-Ergüssen des Variscischen Gebirges. Die fehlende Schieferung der unterlagernden Sedimente deutete dann die Existenz einer an Krustenbewegungen beteiligten, von Deformation jedoch unbeeinflussten Scholle an. Die Schichtenfolge mit ihren fluviatilen und limnischen Sedimenten stellte dann ein (inselartiges) kontinentales Vorkommen im NE des Saar-Nahe-Gebietes dar. Die Entwicklung dieses Sedimentationsraumes

wäre zeitlich und strukturell von der permokarbonischen (Oberkarbon/Rotliegendes) Einsenkung des Saar-Nahe-Hessischen-Troges zu unterscheiden.

Die nächstgelegenen nachgewiesenen unterkarbonischen Sedimente wurden erst wieder in der Brg. Saar 1 angetroffen (ZIMMERLE, PAPROTH, KNEUPER, alle in: BRAND et al. 1976) und sind dort als marine Schichtenfolge ausgebildet (KREBS 1976).

Kontinentale Ablagerungen unterkarbonischen Alters wurden in den 1975/76 niedergebrachten Forschungsbohrungen bei Düppenweiler am Südrand des Hunsrücks durchteuft, deren Einstufung aufgrund differierender chrono- und biostratigraphischer Ergebnisse jedoch ebenfalls unsicher ist (WEHRENS 1985).

Die chronostratigraphischen Probleme, die durch die Ergebnisse der radiometrischen Datierungen im Permokarbon aufgeworfen wurden, können hier nur angerissen, nicht jedoch geklärt werden. Immerhin zeigt sich, daß selbst bei der Annahme einer zeitlich tiefer liegenden Karbon/Perm-Grenze die basale Schichtenfolge in der Brg. Weiterstadt 1 kaum noch ins Unterrotliegende eingestuft werden kann.

Lithostratigraphie

Ungeachtet dessen zeigt sich eine lithologische Ähnlichkeit zu stefanischen und unterrotliegenden Sedimenten.

Die nächsten aufgeschlossenen oder erbohrten Vorkommen unterrotliegender und oberkarbonischer Ablagerungen im Saar-Nahe-Gebiet sind von der Brg. Weiterstadt 1 relativ weit entfernt, so daß mit einer abweichenden sedimentologischen Ausbildung allein aufgrund der unterschiedlichen Lage innerhalb des Molassebeckens zu rechnen ist. Eine Parallelisierung mit einem bestimmten Schichtabschnitt im Saar-Nahe-Gebiet ist deshalb nicht möglich.

Unter rein lithologischen Aspekten könnten die basalen Schichten in der Brg. Weiterstadt 1 sogar ins Unterrotliegende eingestuft werden. Die schwarzen Tonsteine können lithofaziell mit den ebenfalls schwarzen Tonsteinen und Papierschiefern verglichen werden, die im Saar-Nahe-Gebiet von den Lebach-Schichten bis ins Oberkarbon vorkommen und an der Straße Odernheim – Duchroth (RAST & SCHÄFER 1978) im Bereich der Lebach-Gruppe oder bei Altenglan (ATZBACH & SCHWAB 1971) im Bereich der Kusel-Gruppe aufgeschlossen sind. Dies soll jedoch nur verdeutlichen, daß selbst für die limnischen Ablagerungen im reduzierenden Milieu fazielle Äquivalente im Unterrotliegenden angeführt werden können.

Folgerungen

Aufgrund der Fossilführung und wegen des nicht zu vernachlässigenden radiometrischen Befundes wird in der vorliegenden Arbeit für die basale Schichtenfolge in der Brg. Weiterstadt 1 ein oberkarbonisches Alter angenommen.

An der Wende Westfal/Stefan sind folgende Veränderungen festzustellen (vgl. u. a. FALKE & KNEUPER 1972, KELCH & REIBLE 1976, SCHÄFER 1986):

- Dominanz (schwarz-)grau gefärbter Sedimente im Westfal, einsetzende Buntfärbung im Stefan
- Abnahme der Flözführung
- Auftreten von dolomitischen Mergeln und Kalken

- Feldspatführung bis -reichtum im Stefan, einhergehend mit der Änderung der Schüttungsrichtung (Westfal: aus N; Stefan: aus S)
- weitgehendes Fehlen von magmatischen Komponenten im Geröllspektrum im Westfal, Führung (meist granitischer) Magmatite im Stefan.

Die entsprechenden Merkmale in der basalen Schichtenfolge der Brg. Weiterstadt 1 sind:

- überwiegend hellgraue, daneben jedoch auch graugrüne und rotbraune Sedimentfarben
- Flöze wurden nicht angetroffen
- kalkiges Bindemittel ist häufig; Mergel und Kalke sind vorhanden; Calcit herrscht in der Regel vor, Dolomitanteile sind jedoch fast immer nachzuweisen
- hohe Feldspatgehalte in der Sandfraktion
- granitische Komponenten im Geröllspektrum.

Die lithofazielle Ausbildung entspricht somit mehr Stefan- als Westfal-Ablagerungen. Andererseits muß bei einer derartigen Gegenüberstellung berücksichtigt werden, daß alle Beschreibungen der Westfal-Sedimente im westlichen Saar-Nahe-Trog aus Bohrungen oder Aufschlüssen stammen, die paläogeographisch dem zentralen oder gar nördlichen Bereich des Sedimentationsraums angehörten. Westfal-Sedimente in Randnähe zur südlichen Schwellenregion dürften sich hingegen sedimentologisch und petrographisch von diesen Vorkommen deutlich unterscheiden. Wegen des gemeinsamen Liefergebietes sind stattdessen vielmehr lithofazielle Übereinstimmungen mit Stefan-Ablagerungen zu erwarten.

Die Brg. Weiterstadt 1 wurde in unmittelbarer Nähe zur Odenwaldschwelle niedergebracht, so daß für die basale Schichtenfolge deshalb auch nach lithologischen Gesichtspunkten ebenso ein (höheres) Westfal-Alter möglich erscheint. Nach den Ergebnissen der Radiometrie wäre die Annahme eines Westfal-Alters ohnehin naheliegender.

Nach frdl. mündl. Mitt. von HESS (Laboratorium f. Geochronologie, Heidelberg) sind methodische Fehler bei der Analyse weitgehend auszuschließen. Eine mögliche Fehlerquelle könnte jedoch in einer petrographischen Veränderung der ursprünglichen Gesteinszusammensetzung bestehen, da Stoffab- und zuwanderungen nicht zu erfassen sind. Eine Unterrepräsentanz des Mutterisotops beispielsweise führt zu überhöhten Alterswerten.

Unter Berücksichtigung aller Faktoren, insbesondere auch der paläogeographischen Beckenentwicklung, die ein Stefan-Alter der¹ Schichten aufgrund dann zu fordernder komplizierter tektonischer Bewegungen nahezu ausschließt (s. Kap. 9.1.), und unter Hinweis auf die bestehenden Differenzen bei der bio- und chronostratigraphischen Gliederung des Permokarbons erscheint insgesamt eine Einstufung ins höhere Westfal derzeit am wahrscheinlichsten. Eine abschließende Beurteilung kann wegen der widersprüchlichen Ergebnisse und allein anhand des Probenmaterials aus dieser Brg. nicht gegeben werden. Eine Bestätigung (oder Widerlegung) der hier geäußerten Feststellungen sollte unschwer durch vergleichende Untersuchungen des Bohrguts aus benachbarten niedergebrachten Tiefbohrungen möglich sein, wofür allerdings zum jetzigen Zeitpunkt keine Genehmigung zur Auswertung und Dokumentation erteilt wurde.

7.2. Rotliegendes bei Hofheim/Taunus

Typlokalitäten: Weganschnitte am W-Hang des Schwarzbachtals (102, 104), ehemaliger Steinbruch NE Langenhain (103).

Die Rotliegend-Sedimente am südlichen Taunusrand bei Hofheim/Taunus sind z. Zt. nur außerordentlich schlecht aufgeschlossen. Lediglich an den oben genannten Lokalitäten konnten sie in wenige m hohen Anschnitten beobachtet und aufgenommen werden.

Die Schichten zeigen durchweg eine grobkonglomeratische bis -brecciöse Ausbildung mit Gerölldurchmessern von maximal über 40 cm (Abb. 45)). Dabei lassen die Komponenten der Grobkiesfraktion häufig eine leichte Zurundung erkennen. Kleinere Gerölle sind normalerweise eckig. Die Sortierung ist schlecht; Gerölle aller Fraktionen schwimmen in einer grobsandigen-feinbrecciösen Matrix. Örtlich ist eine undeutliche Horizontalschichtung an der Einregelung plattiger Komponenten oder der lagenweisen Anreicherung phyllitischer Gerölle festzustellen.

Die Bänke erreichen Mächtigkeiten von z. T. über 4 m und sind durch Lagen geringerer Geröllführung unscharf gegeneinander abgegrenzt. Das Bindemittel besteht im wesentlichen aus Phyllitersatz mit lokal erhöhten Fe-Anteilen, die dem Gestein die übliche Rotfärbung verleihen. Der Verfestigungsgrad bei unverwittertem Sediment ist überdurchschnittlich hoch. Kalkanteile wurden nur selten festgestellt.



Abb. 45. Typisches Grobkonglomerat mit teilweise kantengerundeten Geröllen; Fazies der Wadern-Schichten; Schwarzbachtal, W-Hang (102).

Angaben über das laterale Verhalten können nach den Aufschlußverhältnissen nicht gemacht werden. Die Interpretation als debris flow-Sedimente läßt allerdings die Vermutung auf relative Horizontbeständigkeit zu.

Bei verschiedenen Wassererschließungsbohrungen in den Jahren 1954 und 1968 wurden Rotliegend-Sedimente bis zu 116 m Mächtigkeit durchteuft, ohne die Permbasis erreicht zu haben. Aus den Schichtenverzeichnissen der Bearbeiter MICHELS (1954) und KÜMMERLE & THEWS (1968; beide in: KÜMMERLE & SEMMEL 1969) geht hervor, daß sich die Abfolge zum Liegenden weiterhin aus Grobkonglomeraten aufbaut, denen nur selten vergleichsweise geringmächtige, geröllführende Sandsteine zwischengeschaltet sind.

Die Gesamtmächtigkeit des Rotliegenden der Hofheimer Scholle wird mit 500–1000 m angenommen (KÜMMERLE & SEMMEL 1969).

Da zum Zeitpunkt der Bearbeitung ausschließlich konglomeratische Sedimente aufgeschlossen waren, wurden die petrographischen Untersuchungen i. w. auf die Analyse des Geröllinventars beschränkt. Vorherrschende Komponenten sind Quarzite in verschiedenen Varietäten, die bis zu 80 % des Geröllinhalts stellen können. Daneben kommen mit abnehmender Häufigkeit Gangquarze, Phyllite, kieselig gebundene, devonische Sandsteine und Keratophyre vor. Da die leicht zersetzbaren Phyllite den Hauptanteil des tonigen Bindemittels ausmachen, sind sie im Geröllspektrum unterrepräsentiert. Das Geröllinventar ist ausschließlich von der Taunusschwelle zu beziehen.

Das Rotliegende bei Hofheim/Taunus zeigt die typische Ausbildung einer randnahen Schichtenfolge an der Grenze zur steil abfallenden Schwellenregion. Wegen dieser übereinstimmenden Lithofazies mit den Wadern-Schichten des Saar-Nahe-Gebietes wird eine vergleichbare stratigraphische Position angenommen.

REINACH (1900) beschreibt aus einem Untertage-Aufschluß S Lorsbach „grauschwarze Schiefer“ mit Pflanzenführung, die er ins Unterrotliegende stellt. Diese Funde konnten jedoch weder durch STENGER (1958) noch durch LEPPLA (1924) bestätigt werden.

7.3. Zechsteinvorkommen

Im gesamten Untersuchungsgebiet sind Zechstein-Ablagerungen nicht wahrscheinlich. Ein ehemaliges Vorhandensein ist jedoch nicht auszuschließen. Gesicherte Vorkommen finden sich erst wieder im östlichen Odenwald im Gebiet Forstel – Hummetroth – Oberkinzig (101) als südlicher gelegene Ablagerungen der marinen Zechsteintransgression (s. BACKHAUS 1961).

7.4. Bohrung Groß-Wallstadt der Kaiser Friedrich Quelle AG

Bei den Kernaufnahmen der Brg. Kaiser Friedrich Quelle IV in Offenbach wurde von der Geschäftsleitung die Möglichkeit eröffnet, auch Kern- und Spülproben der Mineralwassererschließungsbohrung bei Groß-Wallstadt (37) S Aschaffenburg geologisch zu untersuchen. Obwohl diese Brg. im südlich der Odenwald – Spessart – Schwelle gelegenen Rotliegend-Sedimentationsraum niedergebracht worden war, erfolgte eine Aufnahme, um Hinweise auf überregional wirksame Faktoren (z. B. Klima) zu erhalten.

Die Brg. erreichte eine Endteufe von 600 m und traf bei ca. 286 m erste Zechstein-Dolomite an, zum Liegenden übergehend in oberen Werra-Anhydrit (?) und Zechstein 1 (frdl. mündl. Mitt. durch KULICK, Hess. L.-Amt f. Bodenforsch., Wiesbaden). Die eigenen Aufnahmen erfolgten von 329,35 m bis zur Endteufe.

Kernmaterial lag zunächst vor bis 335,80 m. Angefahren wurde ein vorläufig als „Grauliegendes“ bezeichnetes Sediment, das über die gesamte Kernstrecke mit geringen Korngrößenschwankungen gleichartig ausgebildet ist: Zahlreiche Feinkieskomponenten

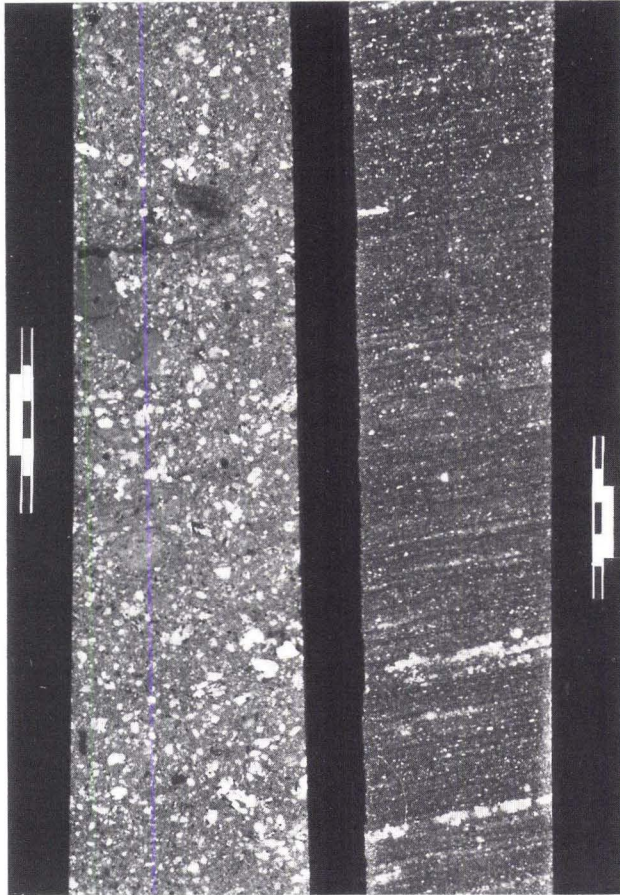


Abb. 46 (links). „Grauliegendes“ mit hohem Feinkiesanteil; Bg. Groß-Wallstadt (37; -334,07 bis -334,76 m), (Maßstab 5 cm).

Abb. 47 (rechts). Rotliegendes (vermutlich äolischer Sandstein), planar schräggeschichtet; Bg. Groß-Wallstadt (37; -354,65 bis -354,90 m), (Maßstab 5 cm).

und wenige größere Gerölle schwimmen in einer Mittel- bis Grobsandmatrix geringen Kalkgehaltes (Abb. 46). Eine Schichtung ist meist nur undeutlich durch Einregelungen plattiger Bestandteile zu erkennen.

Vom Übergangsbereich zu den liegenden, rotgefärbten Sedimenten lagen nur Spülproben vor, die immer Anteile der grauen und roten Schichtenfolge enthielten.

Von 350,00 bis 356,20 m stand erneut Kernmaterial zur Verfügung. Erbohrt wurde ein rotbraunes, lagenweise hellgrau entfärbtes Sediment, das sich aus Feinsandstein-Mittelsandstein-Grobsandstein-Wechsellagerungen aufbaut und im unteren Kernabschnitt einseitig planar schräggeschichtet ist (Abb. 47).

Die glimmerarme Sandfraktion besteht hauptsächlich aus sehr gut gerundeten Quarz- und Kalifeldspatkörnern und wenigen Gesteinsbruchstücken, die durch Einkieselungen, toniges und calcitisches Bindemittel verkittet werden. Unter den detritischen Komponenten erreicht der Quarzanteil ca. 75 Fl.-%, vergleichbar den Sandsteinen in den Dieburg-Schichten.

Der Tonmineralbestand setzt sich nahezu ausschließlich aus Illit/Glimmer und gut geordnetem Kaolinit zusammen.

Die Abwesenheit von Geröllen, die gute Rundung der Körner, vor allem jedoch die gute Sortierung legen eine Entstehung als äolische Sedimente nahe.

Bis zum Erreichen des Kristallins bei ca. 580 m wurden in den Spülproben nur geringe Gesteinsveränderungen beobachtet. Danach besteht die Schichtenfolge überwiegend aus mittelkörnigem Sandstein. Im unteren Profilabschnitt schalten sich zunehmend Grobsandsteinzwischenlagerungen ein. Im Spülgut gefundene isolierte Gerölle können eingestreut in Grobsandsteinbänken oder auch in Form geringmächtiger Konglomerate vorgelegen haben. Silt- und Feinsandsteinanteile waren nur sehr untergeordnet nachweisbar.

Im Laufe der Abfolge fallen mehrfach Bereiche mit gut gerundeten Quarzen auf, so daß neben fluvialer Sedimentation auch weiterhin zeitweise eine äolische Ablagerung anzunehmen ist.

Für diese dem höchsten Rotliegenden zuzurechnende Schichtenfolge in der Brg. Groß-Wallstadt läßt sich als Sedimentationsmilieu allgemein der Ablagerungsraum einer flood plain mit Übergang zur Playa unter semi-ariden klimatischen Verhältnissen rekonstruieren.

8. Korrelation mit benachbarten Rotliegend-Ablagerungsräumen

Obwohl neuere paläontologische Arbeiten von BOY & FICHTER (1982) und FICHTER KOWALCZYK (1983) über Tetrapodenfährten, HAUBOLD (1980), KOZUR (1980) und KERP & FICHTER (1985) über Makroflora und BOY & HARTKOPF (1985) über Mikroflora erste regionale Zonengliederungen zulassen, kann aufgrund des unterschiedlich weit fortgeschrittenen Bearbeitungsstandes in den einzelnen Verbreitungsgebieten noch keine überregional gültige biostratigraphische Gliederung und damit eine Korrelationsbasis aufgestellt werden. Für den Bereich des Sprendlinger Horstes ist eine Verknüpfung mit den benachbarten Rotliegend-Vorkommen auf paläontologischer Grundlage wegen der Fossilarmut der weitaus überwiegend grobklastischen Sedimente bisher ohnehin nicht möglich.

Ein Korrelationsansatz bietet sich durch die Förderung der rotliegendzeitlichen Vulkanite, die in den Teiltrögen Wetterau (KOWALCZYK 1983) und Saar-Nahe-Gebiet (LORENZ 1973) wie auch im Bereich des Sprendlinger Horstes zu Gliederungszwecken verwendet werden. Einschränkungen des Leitwertes ergeben sich hierbei allerdings durch die Tatsache, daß mehrere zeitlich aufeinander folgende Förderungen sowohl saurer als auch basischer Vulkanite stattfanden und eine gesicherte Korrelation nur mittels radiometrischer Datierungen möglich wäre. Für einige Vulkanite im Bereich des Saar-Nahe-Gebietes und des nördlichen Rheintalgrabens liegen bereits zuverlässige Datierungen von BERTHOLD et al. (1975), LIPPOLT & RACZEK (1979), LIPPOLT (1980) und LIPPOLT & HESS (1983) vor. Entsprechende Untersuchungen für die Vulkanite des Sprendlinger Horstes und der Wetterau fehlen hingegen.

Die Verknüpfung der Rotliegend-Schichtenfolge des Sprendlinger Horstes mit den sich E und W anschließenden Sedimentationsräumen muß sich demnach auf eine hohe Übereinstimmung lithologischer und fazieller Merkmale sowie die Stellung im Verband unter Berücksichtigung der paläogeographischen Position stützen.

8.1. Höheres Rotliegendes

Mit dem Terminus „höheres Rotliegendes“ werden alle Rotliegend-Ablagerungen zusammengefaßt, die während und nach der Förderung der permischen Basalte sedimentiert wurden. Auch die Basalte selbst werden diesem Abschnitt zugerechnet. Die Bezeichnung „tieferes Rotliegendes“ wird für die Gesamtheit aller Rotliegend-Ablagerungen im Liegenden der permischen Basalte benutzt. Auf die Begriffe „Unter-“ und „Oberrotliegendes“ wird hier wegen möglicher mißverständlicher chronostratigraphischer Beziehungen verzichtet.

Die sicherste Parallelisierung des Rotliegenden im Sprendlinger Horst mit den Abfolgen in den Nachbartrögen ist über die permischen Basalte und die basalen sedimentären Schichten des höheren Rotliegenden möglich, weshalb dieses Kapitel vorangestellt wird.

Nach KOWALCZYK (1983) kann das Rotliegende der Wetterau in drei Schichtkomplexe gegliedert werden: Über einer basalen graugefärbten, grobklastischen Einheit (I) folgt eine braunrote, grob- und feinklastische Schichtenfolge (II), die zum Hangenden in eine überwiegend rot gefärbte, feinklastische Einheit (III) übergeht. Einheit II kann durch das Aufdringen der basischen Vulkanite weiterhin in eine Schichtenfolge vor (Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten) und eine Schichtenfolge während und nach der ‚Melaphyr‘-Förderung (Schöneck-Schichten) untergliedert werden. Die Definition der Untergrenze der Schöneck-Schichten der Wetterau ist damit identisch mit der der Langen-Schichten des Sprendlinger Horstes. Die mindestens 200 m mächtige sedimentäre Abfolge der Schöneck-Schichten wird i. w. aus Grob-zu-fein-Sequenzen aufgebaut, die im Milieu verzweigter und mäandrierender Rinnen abgelagert wurde (MARELL & KOWALCZYK 1986). Vorherrschender Gesteinstyp ist der feldspatreiche, geröllführende Mittel- bis Grobsandstein mit ausgeprägter mittel- bis großdimensionaler Schrägschichtung. Neben der Führung von ‚Melaphyr‘-Geröllen in den Konglomeraten zeigt sich die anhaltende vulkanische Aktivität in der Anlieferung pyroklastischen Materials, das als zersetzte Tuff- und Tuffithorizonte mehrfach im Laufe der Abfolge nachgewiesen werden konnte. Untersuchungen von KOWALCZYK (1983) zufolge konnten dabei sowohl Tuffe basischen als auch sauren Ausgangsmaterials identifiziert werden.

Vornehmlich im höheren Abschnitt der Schöneck-Schichten treten im Grenzbereich zu den überlagernden Bleichenbach-Schichten mehrere Karbonathorizonte in Form partiell oder vollständig silifizierter Algenkalke auf, die neben Ostracodenresten auch „*Acanthodes*“-Stacheln (WIESNER 1963) enthalten. Einhergehend mit der Bildung dieser Karbonate zeigt sich eine Veränderung des Sedimentationsmilieus in der Anlieferung deutlich feinerklastischen Materials, das die Ablagerung der Bleichenbach-Schichten (Einheit III) in Playa-Fazies einleitet.

Die Schöneck-Schichten in der Wetterau zeigen damit im Vergleich mit den Langen-Schichten (unterer Abschn.) des Sprendlinger Horstes insgesamt folgende Übereinstimmungen:

- Die Schichtenfolge wird mit dem Einsetzen des basischen Vulkanismus eingeleitet.
- Die Ablagerung erfolgte im fluviatilen environment. Im höheren Abschnitt der Schichtenfolge zeigt sich ein sedimentologischer Wechsel zum Ablagerungsraum einer Playa mit der Bildung nahezu identischer Algenkalkbänke im Übergangsbereich.
- Die Sedimentation erfolgte zur Zeit der Förderung basischer und saurer Tuffe.

Obwohl wegen der Differenziertheit des Ablagerungsraums weder einzelne Tuffhorizonte noch einzelne Karbonatbänke miteinander zu korrelieren sind, erscheint aufgrund der genannten Kriterien unter Berücksichtigung der generellen Entwicklung des Sedimentationsgeschehens eine Korrelation des unteren Abschnitts der Langen-Schichten mit den Schöneck-Schichten im Wetterau-Trog als ausreichend gesichert und zulässig.

Während die Schöneck-Schichten von den mindestens 300 m mächtigen feinklastischen Bleichenbach-Schichten überlagert werden, sind für das Gebiet zwischen Frankfurt a. M. und Odenwaldnordrand nur lokal vergleichbare Ablagerungen nachzuweisen. Das Erosionsniveau reicht in diesem Rotliegend-Verbreitungsraum im allgemeinen bis zum unteren Abschnitt der Langen-Schichten hinab. Die jüngsten erhaltenen Rotliegend-Sedimente im Bereich des Sprendlinger Horstes sind die Algenkalke mit den sie unmittelbar umgebenden feinkörnigen Sand- und Siltsteinen. Lediglich bei Offenbach (Brg. Kaiser Friedrich Quelle IV) und im Raum Dieburg sind die feinklastischen Ablagerungen in Playa-Fazies als oberste Rotliegend-Einheiten nachzuweisen (oberer Abschn. der Langen-Schichten bzw. Dieburg-Schichten), die aufgrund ihrer Sedimentausbildung und der Stellung im Schichtverband zu parallelisieren sind.

Während von KOWALCZYK (1983) als Grenze zwischen den Schöneck- und Bleichenbach-Schichten die „oberste Kalkbank des letzten Rhythmus mit basaltgeröllführenden Konglomeraten“ herangezogen wird, ist eine so scharfe Grenze zwischen dem unteren und oberen Abschnitt der Langen-Schichten nicht zu ziehen (s. Kap. 5.2.). Außerdem werden die Algenkalke im Bereich des Sprendlinger Horstes aus kartiertechnischen Gründen bereits dem oberen Abschnitt der Langen-Schichten zugeordnet, so daß auch in bezug auf die Untergrenze des oberen Abschnitts der Langen-Schichten und der Bleichenbach-Schichten eine Differenz besteht.

Für die am Südrand beider Ablagerungsräume entwickelte Randfazies (Wetterau: Rodenbach-Schichten, Sprendlinger Horst: Moret-Schichten) ist jeweils eine Verzahnung mit den untereinander korrelierbaren Schichtenfolgen der Beckenfazies zu belegen. Daraus ist auch für diese lithologischen Einheiten ein vergleichbares stratigraphisches Niveau

abzuleiten. Einer sicheren Korrelation beider Schichtenfolgen steht allenfalls die Tatsache entgegen, daß die Ablagerung der Rodenbach-Schichten vermutlich später als die der Moret-Schichten einsetzte.

Für das höhere Rotliegende kann sowohl in der Wetterau als auch im Sprendlinger Horst eine einheitliche sedimentologische Entwicklung festgestellt werden, obwohl beide Teiltröge unterschiedlichen tektonischen Bewegungen unterlagen (s. Kap. 9.2.).

Eine Verknüpfung mit den saarpfälzischen Rotliegend-Vorkommen läßt sich wegen der relativ großen räumlichen Trennung nur mit größeren Unsicherheiten herstellen. Das nächste oberflächennah anstehende Rotliegende tritt erst ca. 23 km W des Sprendlinger Horstes bei Nierstein und Nackenheim (Niersteiner Horst) in einer isolierten Hochscholle im Tertiär des Mainzer Beckens zutage. Etwa in der Mitte zwischen beiden Vorkommen im Bereich des Oberrheingrabens hat nur die Brg. Weiterstadt 1 der BEB die gesamte Rotliegend-Abfolge durchteuft. W des Niersteiner Horstes besteht erneut eine Beobachtungslücke, da das Rotliegende über eine Entfernung von ca. 30 km von tertiären und quartären Sedimenten überdeckt wird und erst wieder im Raum Bad Kreuznach – Alzey an der Oberfläche ausbeißt. Eine Verknüpfung des Niersteiner Vorkommens mit der Rotliegend-Abfolge des Saar-Nahe-Gebietes wurde erst über die ca. 10 km W Nierstein gelegene Brg. Olm 1 der Wintershall AG möglich, die in den Jahren 1957/58 bis ins Unterrotliegende abgeteuft wurde.

Das Rotliegende des Niersteiner Horstes wurde zuletzt von EIDT (1984) im Rahmen einer Diplomarbeit sedimentologisch und sedimentpetrographisch untersucht. Danach baut sich die mindestens 700 m mächtige Schichtenfolge i. w. aus rotbraunen Sand-, Silt- und Tonsteinen mit einzelnen zwischengeschalteten Karbonathorizonten auf; Vulkanite oder Tuffhorizonte wurden nicht angetroffen. Zum Top der Abfolge ist eine generelle Korngrößenabnahme festzustellen, die auf eine Änderung der Ablagerungsbedingungen vom Bereich distaler Schwemmfächer hin zu fortschreitenden Sand- und mud flats zurückgeführt wird.

Diese charakteristische, vergleichsweise sehr monotone Schichtenfolge wurde von verschiedenen Bearbeitern (NEGENDANK 1967, FALKE 1966, BOY & FICHTER 1982, STAPF 1982, EIDT 1984 u. a.) übereinstimmend dem Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Gebiets im Hangenden der Vulkanitserie zugeordnet. Ausschlaggebend hierfür war nicht zuletzt das hohe Maß an fazieller Übereinstimmung mit den in der Brg. Olm 1 durchfahrenen feinklastischen Sedimenten, die von HABICHT (1986) als „obere Waderner“ und „Kreuznacher Schichten“ angesprochen wurden.

FALKE (1966) und NEGENDANK (1967) folgten der HABICHT'schen Einstufung und parallelisierten die Abfolge damit mit den Typus-Vorkommen in der Nahe-Mulde. Allerdings wies FALKE (1966) bereits damals auf die abweichende Ausbildung dieser „Niersteiner Fazies“ in der Brg. Olm 1 und bei Nierstein/Nackenheim hin.

BOY & FICHTER (1982) ordneten diese Schichtenfolge anhand der Fossilführung nach ihrer als vorläufig anzusehenden biostratigraphischen Gliederung dem oberen Oberrotliegenden zu („Standenbühl-Schichten“: N5–N8) und korrelierten sie mit der in der älteren Literatur häufig als „Rötelschiefer“ (z. B. FALKE 1974a) bezeichneten, feinklastischen Sedimentfolge im Hangenden des Quarzitkonglomerates in der Pfälzer- (Vorhaardt-) Mulde.

STAPF (1982) hält dagegen eine direkte Korrelation mit den Rotliegend-Abfolgen der Nahe- oder Pfälzer Mulde wegen des unterschiedlichen lithologischen Aufbaus bisher nicht für möglich. Allgemein

unbestritten ist jedoch eine stratigraphische Stellung innerhalb der Nahe-Gruppe, sowohl nach der Gliederung von ATZBACH & SCHWAB (1971) als auch nach BOY & FICHTER (1982).

EIDT (1984) fand einerseits eine lithofazielle Übereinstimmung der Sedimente des Niersteiner Horstes mit den in der Brg. Olm 1 oberhalb ca. 1250 m angefahrenen Rotliegend-Schichten. Aufgrund der sedimentologischen Entwicklung nimmt er für die feinklastischen Ablagerungen eine Entstehung in der Nähe des zentralen Beckenbereichs an und hält damit andererseits eine Parallelisierung mit den unter ähnlichen Bedingungen etwa zur gleichen Zeit abgelagerten Bleichenbach-Schichten der Wetterau (KOWALCZYK 1983) für möglich. Diese Vermutung wird neben lithologischen Merkmalen auch durch eine gemeinsame Tetrapodenfährten-Assoziation gestützt (FICHTER & KOWALCZYK 1983).

Unabhängig von den bestehenden Differenzen bei der derzeitigen Gliederung des saarpfälzischen Rotliegenden nach bio- und lithostratigraphischen Methoden sind für eine Verknüpfung mit dem Rotliegenden des Sprendlinger Horstes lediglich die stratigraphische Position bezüglich der permischen Vulkanite sowie die lithologische Ausbildung der Schichtenfolge von wesentlicher Bedeutung

Wichtig sind hierfür die Ergebnisse von NEGENDANK (1967: 88 ff), der die permischen Basalte in der Brg. Olm 1, an der Straße Nierstein – Dexheim, in der Brg. Stockstadt 33R, von mehreren Vorkommen im Sprendlinger Horst und Frankfurt a. M., sowie von Büdesheim/Wetterau petrographisch untersuchte und miteinander verglich:

„Die Gesteine . . . weisen große petrographische Übereinstimmung untereinander auf. Es sind doleritisch-anamesitisch struierte olivinführende Basalte – Olivinbasalte, die an der Wende ru/ro extrudierten. Damit handelt es sich im Oberrheingraben, im Sprendlinger Horst und in der Brg. Olm 1 um olivinführende Basalte bis Olivinbasalte, die zu unterpermischer Zeit (Grenzlagergruppe) entstanden sind und sich alle in etwa gleicher stratigraphischer Position befinden“. Die Möglichkeit, einzelne Decken miteinander zu parallelisieren, besteht nach NEGENDANK (1967: 90) hingegen nicht.

Aufgrund dieser Feststellungen und der Annahme, daß auch die weiteren in verschiedenen Bohrungen im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens angetroffenen, petrographisch vergleichbaren permischen Basalte ebenfalls derselben stratigraphischen Position zuzuordnen sind, ergibt sich für die Sedimentfolgen im Hangenden dieser Basalte ebenfalls eine untereinander vergleichbare stratigraphische Einstufung, die eine Parallelisierung gestattet. Dabei muß jedoch berücksichtigt werden, ob es sich im Einzelfall nachweisbar um Sedimente handelt, die nach der letzten Basaltförderung oder während des basischen Vulkanismus abgelagert wurden. Eine solche Unterscheidung ist für die durchteuften Schichtenfolgen der Brg. Olm 1, Weiterstadt 1 und Kaiser Friedrich Quelle IV, für das Vorkommen bei Nierstein-Nackenheim und die jüngsten Rotliegend-Schichten in der Wetterau und im Sprendlinger Horst sicher zu treffen. Schwierigkeiten bestehen allerdings bei der Zuordnung der basalen Langen- und Schöneck-Schichten, deren gemeinsame Untergrenze wegen der gegebenen Aufschlußverhältnisse etwas flexibel mit dem Einsetzen „des ersten Basaltes“ definiert werden muß, ohne daß gesicherte Angaben über mögliche mehrfache Basaltförderungen gemacht werden können, sowie bei der Einstufung der Rotliegend-Sedimente, die in mehreren Brg. im Oberrheingraben nur über wenige m durchteuft wurden.

Es erscheint daher sinnvoll, für diejenigen Vorkommen, bei denen eine Wechsellagerung von Sedimenten im Verband mit basaltischen Vulkaniten nachzuweisen ist, eine einheitliche Bezeichnung im Hinblick auf eine übersichtliche Parallelisierung einzuführen. Im folgenden wird dafür der Terminus

„Vulkanitfolge“ benutzt, der i. w. dem von FALKE (1954) geprägten Begriff „Grenzlager-Gruppe“ entspricht. Eine Zeitmarke zwischen Unter- und Oberrotliegendem ist darin jedoch nicht zu sehen.

Eine solche Vulkanitfolge kann danach im Bereich des nördlichen Rheintalgrabens, in den Brg. der Kaiser Friedrich Quelle AG in Offenbach und in der Brg. Olm 1 mit Mächtigkeiten zwischen ca. 70 und 400 m nachgewiesen werden (vgl. HABICHT 1966, NEGENDANK 1967). Als damit parallelisierbar werden im Verbreitungsgebiet des Sprendlinger Horstes die im Kontakt mit Basalten vorkommenden basalen Langen-Schichten und die oberflächennah anstehenden Moret-Schichten, in der Wetterau die basalen Schöneck-Schichten einschließlich des Basaltes angesehen.

Den Sedimenten im Hangenden dieser Vulkanitfolge ist neben einer einheitlichen Rotfärbung und auffallender Feldspatführung eine generelle Abnahme der durchschnittlichen Korngrößen nach oben hin gemeinsam. Wegen ihrer unterschiedlichen Lage innerhalb des Beckens (Entfernung zum Liefergebiet) und unter Einfluß der lokalen morphologischen Verhältnisse lassen die basalen Schichten zunächst noch voneinander abweichende sedimentologische Entwicklungen erkennen: Im Sprendlinger Horst und in der Wetterau wird hauptsächlich im fluviatilen Milieu sedimentiert, im weiter W gelegenen Verbreitungsgebiet dominiert dagegen die Ablagerung als Schwemmfächersedimente. Im Laufe des höheren Rotliegenden bewirkt die Sedimentakkumulation eine Verringerung der Reliefunterschiede, sowohl innerhalb des Molassebeckens als auch zwischen Abtragungs- und Ablagerungsraum, was in der Folge mit einer allgemeinen Angleichung der Ablagerungsbedingungen und der Ausbildung einer weiträumigen Playa-Fazies verbunden ist (Abb. 48).

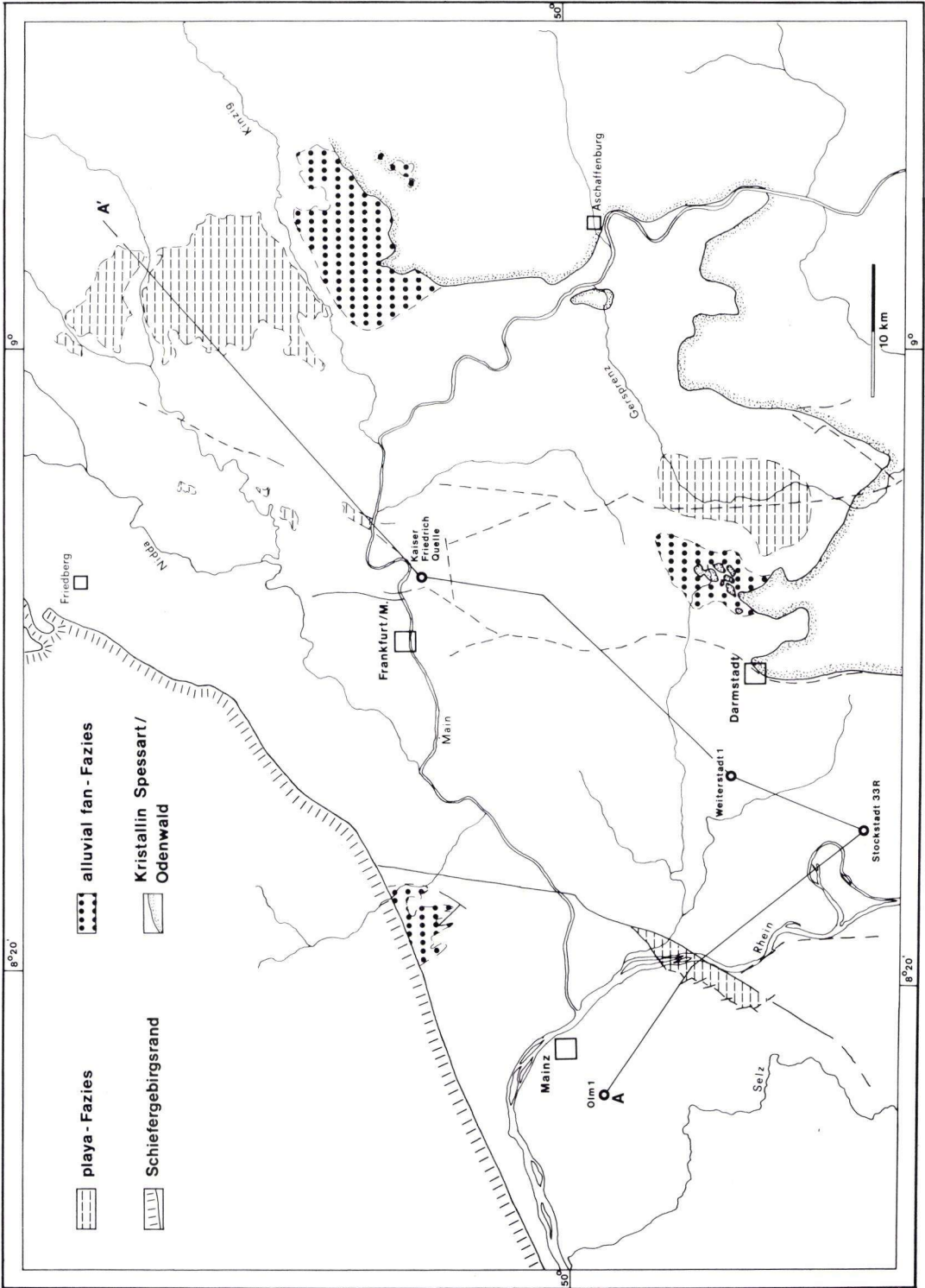
Die Entstehung von Playas setzt zusätzlich jedoch eine Klimaänderung hin zu zunehmender Aridität voraus, denn unter der Annahme eines gleichbleibenden Verhältnisses Niederschläge/Verdunstung müßten sich – einhergehend mit der Verflachung der Gefällskurve – Überflutungsebenen und Seen, nicht aber Verdunstungspfanen im Bereich eines vormals fluviatilen environments entwickeln. Für diese zunehmende Trockenheit im höheren Rotliegenden können dabei neben Klimazeugen wie etwa Schichtflächenmarken, Evaporiten u. a. auch der steigende Anteil äolischer Sedimente im Sprendlinger Horst oder auch die Art des Übergangs vom verzweigten zum mäandrierenden Flußsystem angeführt werden, der aufschlußbedingt besser im Bereich der Wetterau zu erkennen ist: MARELL & KOWALCZYK (1986) konnten dort nachweisen, daß der Reliefausgleich zwischen Liefer- und Sedimentationsgebiet nicht gleichzeitig zu einer Vergrößerung der Rinnenquerschnitte und/oder einer Mächtigkeitssteigerung der einzelnen Rinnensequenzen führte, was bei gleichbleibenden oder gar erhöhten Niederschlagsmengen zu erwarten wäre.

Die Korrelation der verschiedenen Schichtenfolgen erfährt durch den Nachweis dieser Paläoklimaänderung eine wesentliche Stütze, da somit belegt werden kann, daß die gleichgerichtete Veränderung der Faziesräume in den verschiedenen Teiltrögen auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen ist, die die sedimentologische Entwicklung beckenübergreifend beeinflusste (vgl. Kap. 7.4.). Neben dem Ergebnis des rotliegend-zeitlichen Vulkanismus ist damit ein weiteres Kriterium gegeben, das auf eine etwa zeitgleich erfolgte Sedimentation hinweist.

Ausgenommen von den bisherigen Betrachtungen wurde das isolierte Vorkommen bei Hofheim/Taunus, das wegen seiner Ausbildung als Randfazies keiner der vorgestellten



Abb. 48. Nachgewiesene Verbreitung von alluvial Fan- und Playa-Sedimenten im Übergangsbereich Saar-Nahe-/Hessischer Trog (Wetterau-Trog nach frdl. mdl. Mitt. KOWALCZYK, Geol.-Paläontol. Inst., Frankfurt a. M.). (A - A' = Profilinie zu Abb. 49, S. 97).



Rotliegend-Einheiten im Sprendlinger Horst sicher zuzuordnen ist. Im Geröllbestand sind wegen seiner unmittelbaren Nachbarschaft zum Liefergebiet (Taunus) keine ‚Melaphyre‘ nachzuweisen, denn die Förderung der permischen Basalte fand weiter S (im zentraleren Beckenbereich) statt. Es ist deshalb auch nicht möglich, eine stratigraphische Einstufung mit einer Abwesenheit von ‚Melaphyr‘-Geröllen in den Konglomeraten zu begründen.

Auffällige lithologische Übereinstimmungen bestehen allerdings zu den weiter W gelegenen Vorkommen im Trollbachtal bei Münster-Sarmsheim S Bingen und entlang des NW-Randes der Nahe-Mulde in der SW Fortsetzung. Diese Schichtenfolgen können in der Nahe-Mulde zweifelsfrei mit den Ablagerungen des zentralen Beckenbereichs stratigraphisch verknüpft werden (STEINEGGER 1977, STAPF & STRACK 1980, STRACK & STAPF 1980), da sie sich in Richtung Beckenzentrum mit den „Sponheimer“- und „Kreuznacher Schichten“ (ATZBACH & GEIB 1972) des höheren Rotliegenden verzahnen. Im östlichen Bereich der Nahe-Mulde vertreten sie lateral sogar schon die Sedimente im Liegenden der Vulkanite (STAPF 1982).

In Übereinstimmung mit LEPPLA & STEUER (1923), KÜMMERLE & SEMMEL (1969), FALKE (1969) und STAPF (1982) wird das Rotliegende bei Hofheim/Taunus aufgrund der lithologischen Ausbildung daher mit den „Waderner Schichten“ (Wadern-Schichten bei STAPF 1982) des Saar-Nahe-Gebietes parallelisiert. Nach der Gliederung von ATZBACH & SCHWAB (1971) sind diese Sedimente damit als Ablagerungen der tieferen Nahe-Gruppe anzusehen, die etwa die laterale Vertretung der Vulkanitfolge und ihrer überlagernden Schichten darstellen. KOWALCZYK (1983) sieht in ihnen bei einem Vergleich mit der Randfazies an der südlichen Beckenbegrenzung gegen die Spessart-Schwelle ein Äquivalent der Rodenbach-Schichten (höheres Rotliegendes). Für die Schichtenfolge bei Hofheim/Taunus ist somit ebenfalls eine der Moret- und Langen-, bzw. der Schöneck- und Bleichenbach-Schichten vergleichbare stratigraphische Position anzunehmen.

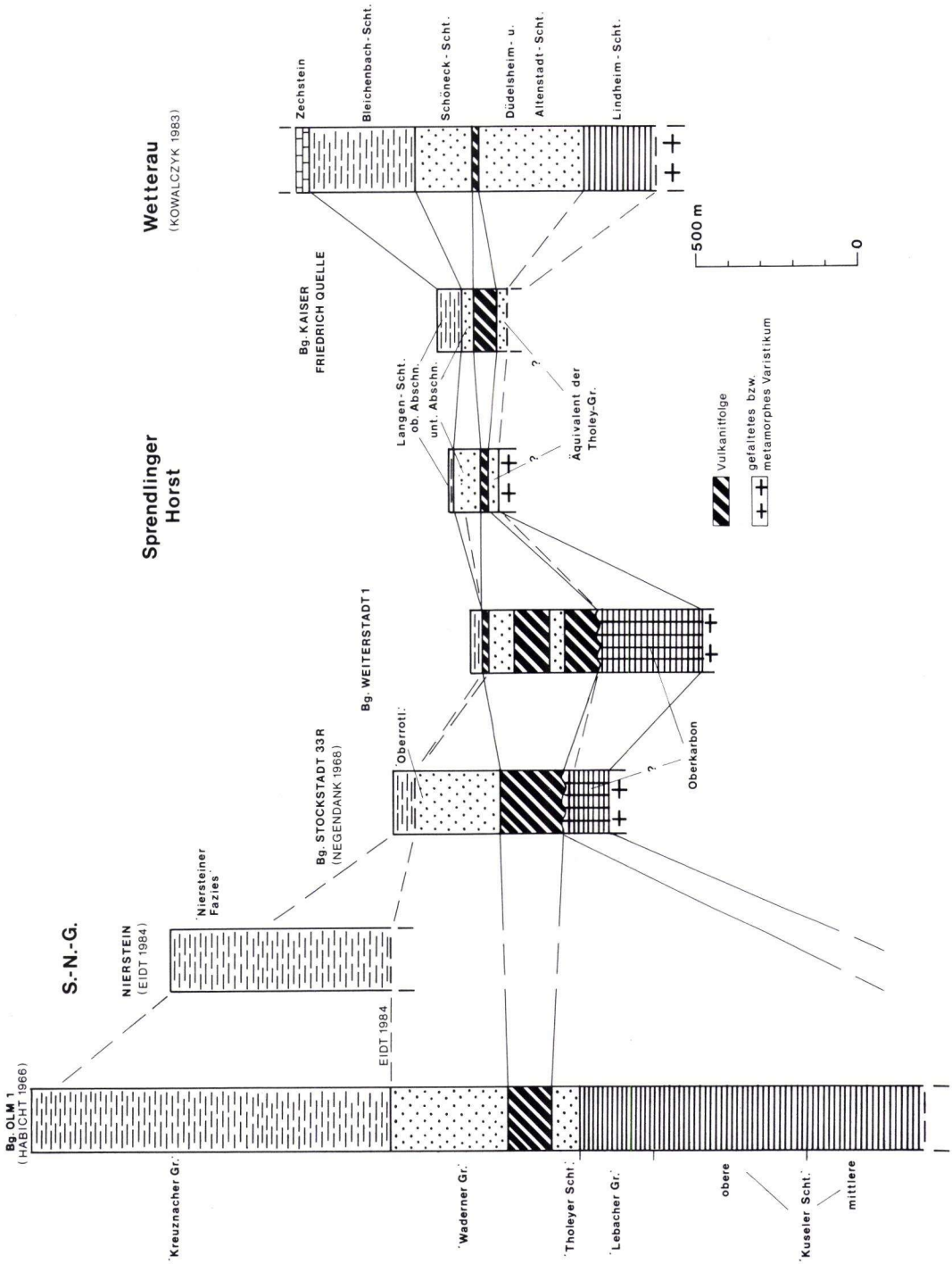
Wie gezeigt, kann für die Schichtenfolgen des höheren Rotliegenden im Saar-Nahe-Becken, im Sprendlinger Horst und im Wetterau-Becken eine Korrelation vorgenommen werden, die sich auf ein hohes Maß an Übereinstimmungen in der lithologischen Entwicklung stützen kann (Abb. 49). Dies sind zusammengefaßt die vier Hauptkriterien:

1. Die Basis der jeweiligen Schichtenfolgen wird mit der Förderung der permischen Basalte festgelegt.

Auch im Saar-Nahe-Gebiet setzt die dort als Oberrotliegendes (= Nahe-Gruppe) bezeichnete Sedimentfolge per Definition mit dem Beginn des Vulkanismus ein. Während jedoch früher die Grenze Unter-/Oberrotliegendes mit der Untergrenze der basischen Vulkanite gezogen wurde (FALKE 1954, „Grenzlager“), werden heute bereits auch die unterlagernden „Freisener Schichten“ aufgrund der Führung von Pyroklastika dem Oberrotliegenden zugerechnet (ATZBACH & SCHWAB 1971). Für die Korrelation wird hier dennoch weiterhin die Basis der basaltischen Vulkanite angenommen, da sie im Sprendlinger Horst und in der Wetterau stratigraphisch sicherer zu fassen sind als die rhyolithischen Extrusionen.



Abb. 49. Verknüpfung der Rotliegend-Abfolgen vom Saar-Nahe-Gebiet über den Oberrheingraben und den Sprendlinger Horst bis in die Wetterau, (Profillinie s. Abb. 48, S. 94).



2. Alle Schichtenfolgen zeichnen sich durch eine generelle Korngrößenabnahme zum Hangenden hin aus, was auf einen Reliefausgleich und eine zunehmende Aridität zurückgeführt werden kann (Saar-Nahe-Becken: FALKE 1974a: 30). Über einer stärker unter fluviatilem Einfluß abgelagerten, vergleichsweise grobkörnigen Einheit [Schöneck-Schichten, Langen-Schichten (unterer Abschn.) bzw. Roßdorf-Schichten, „Waderner“ bzw. „Sponheimer Schichten“] folgt die jüngste Rotliegend-Einheit in feinklastischer Ausbildung [Bleichenbach-Schichten, Langen-Schichten (oberer Abschn.) bzw. Dieburg-Schichten, „Kreuznacher“ bzw. „Standenbühler Schichten“]. Die Rotliegend-Sedimentation endet links- wie rechtsrheinisch im zentralen Beckenbereich in einer weiträumigen Playa-Fazies (zusammenfassende Darstellung der Oberrotliegend-Entwicklung im Saar-Nahe-Gebiet bei STAPF 1982).
3. In allen drei Ablagerungsräumen kommen nach Abschluß der Lavenförderung noch saure Pyroklastite vor, die den Sedimenten der jeweiligen basalen Einheit zwischengeschaltet sind [Saar-Nahe-Gebiet: bis in die unteren „Waderner Schichten“ (HEIM 1961, ATZBACH 1976)].
4. Vorkommen von biogenen Karbonaten (Algenkalken) mit Resten von *Acanthodes* im jeweils mittleren Profilabschnitt.

Im Saar-Nahe-Gebiet sind die Stromatolithenkalke zwar am weitesten im Unterrotliegenden (Kusel-Gruppe) verbreitet, kommen jedoch auch noch im Oberrotliegenden – ebenfalls oberhalb der Vulkanite – örtlich zusammen mit *Acanthodes* (z. B. „*Acanthodes-Bank*“ in den unteren „Waderner Schichten“) vor (s. STAPF 1973, FALKE 1974a, SCHÄFER & STAPF 1978).

8.2. Tieferes Rotliegendes und Oberkarbon

Wie bereits in Kap. 5.2. dargestellt, können zuverlässige Aussagen über die stratigraphische Stellung der basalen Schichten der im nördlichen Sprendlinger Horst durchteuften, insgesamt ca. 250 m mächtigen Rotsedimente bezüglich der Förderung permischer Basalte im überregionalen Zusammenhang nicht getroffen werden. Wenn auch der überwiegende Teil der Abfolge als laterale Vertretung der Vulkanitfolge angesehen werden darf (vgl. Kap. 7.1.), so kann doch für die basalen Sedimente nach den Beschreibungen in den Schichtenverzeichnissen (REINACH 1894, BÖKE 1971/72, BÖKE & DIEDERICH 1972) noch eine Parallelisierung mit den Sedimenten der Tholey-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes in Betracht kommen. Sowohl die Brg. ‚Dampfmühle‘ (42) bei Sprendlingen als auch die Brg. ‚Neuhof I u. II‘ (53, 54) wurden bis ins Kristallin niedergebracht, womit zumindest belegt ist, daß keine älteren Sedimente des tieferen Rotliegenden im Bereich des Sprendlinger Horstes vorhanden sind.

Die nächsten N gelegenen Vorkommen des tieferen Rotliegenden sind erst wieder bei Bad Vilbel erschlossen, da die Brg. der Kaiser Friedrich Quelle AG in Offenbach im Niveau der basischen Vulkanite eingestellt wurden. Die in wenigen Profilen angeschnittene Schichtenfolge baut sich hauptsächlich aus braunroten und (sekundär entfärbten) graugelben, feldspatreichen Grobsandsteinen mit Einzelgerölln und Konglomeratlinsen auf. Der Geröllbestand, in dem keine ‚Melaphyre‘ nachzuweisen sind, gleicht dem der Altenstadt-Schichten der Wetterau. Dennoch ist eine Verknüpfung mit einer der anderen stratigraphischen Einheiten der Wetterau wegen lithologischer Unterschiede nicht sicher herzustellen.

„So bleibt, daß die Sandsteine und Konglomerate von Bad Vilbel zu einer eigenen, sonst nicht erschlossenen oder erkannten Einheit gehören, die jünger ist als die Lindheim-Schichten und älter als die basaltgeröllführende Einheit (Schöneck-Schichten), oder, daß sie eine randliche Fazies der Altstadt- und Düdelsheim-Schichten darstellen“ (KOWALCZYK 1983).

NÖRING (1955) erwähnt die gleichen Gesteine aus der 1936–38 abgeteufte Brg. der Fa. Hassia Sprudel in Bad Vilbel (48) mit einer Mächtigkeit von ca. 110 m, die von ca. 200 m mächtigen „grauen Schiefertönen und grauen Grauwacken des Kulms“ unterlagert werden. Diese Sedimente dokumentieren demnach die älteste Rotliegend-Einheit im Raum Bad Vilbel, die wegen ihrer auffälligen lithologischen Ähnlichkeit von den meisten Bearbeitern mit der ‚Tholeyer‘ Gruppe (bzw. Schichten) des Saar-Nahe-Gebietes parallelisiert wurde (z. B. REINACH 1892, NÖRING 1955, WIESNER 1963) und damit ebenfalls dem tieferen Rotliegenden zuzurechnen ist.

Die ältesten Rotliegend-Sedimente in der Wetterau (Lindheim-Schichten) finden sich weiter in nordöstlicher Richtung bei Lindheim und in der Brg. ‚Altstadt I‘ im zentraleren Beckenbereich. Diese grau gefärbte Schichtenfolge erreicht nach KOWALCZYK (1983) eine Mächtigkeit von mind. 228 m und baut sich aus einzelnen Grob-zu-fein-Sequenzen auf, wobei die grobklastischen Anteile überwiegen. Charakteristisch für die Lindheim-Schichten ist die Führung kohligter Substanz in Form von Kohleschmitzen und dünnen Flözen, sowie auch feinverteilt im gröberkörnigen Sediment. Darüber hinaus ist eine reichhaltige hygrophile Flora erhalten. Nach KOWALCZYK (1983) zeigt die Schichtenfolge den Einfluß eines warm-humiden Klimas und fazielle Anklänge an die oberkarbonische Sedimentation. Im Vergleich mit dem saarpfälzischen Rotliegenden nimmt er eine stratigraphische Position oberhalb der Kusel-Gruppe an. Ältere permische oder oberkarbonische Ablagerungen seien in der Wetterau nicht nachzuweisen und – wenn überhaupt – nur in geringen Mächtigkeiten zu erwarten.

Somit ist zwischen den Vorkommen im Sprendlinger Horst und in der Wetterau folgende Parallelisierung möglich (vgl. Abb. 50):

- Die basalen Rotliegend-Sedimente im nördlichen Sprendlinger Horst sind im Vergleich zu den oberen Schichten bei Bad Vilbel gleichalt oder jünger.
- Die Schichten bei Bad Vilbel entsprechen stratigraphisch etwa den Düdelsheim-Schichten der Wetterau und der Tholey-Gruppe des Saar-Nahe Gebietes.
- Den Lindheim-Schichten der Wetterau entspricht ein stratigraphisches Niveau oberhalb der Kusel-Gruppe.

Die genannten Schichtenfolgen repräsentieren vor Ort jeweils die ältesten postorogenen Molassesedimente.

Nachweislich Sedimente des tieferen Rotliegenden wurden im W (bereits außerhalb des Untersuchungsgebiets) in der Brg. Olm 1 durchfahren. Nach der Gliederung von HABICHT (1966) wurde Unterrotliegendes von der Basis der Vulkanitfolge bei 1903 m bis zur Endteufe bei 3069 m angetroffen. Die Gesamtmächtigkeit der Schichtenfolge erreicht danach mindestens 1166 m. Vom Liegenden zum Hangenden wurden folgende stratigraphische Einheiten durchteuft: mittlere und obere ‚Kuseler Schichten‘, mittlere und obere ‚Lebacher

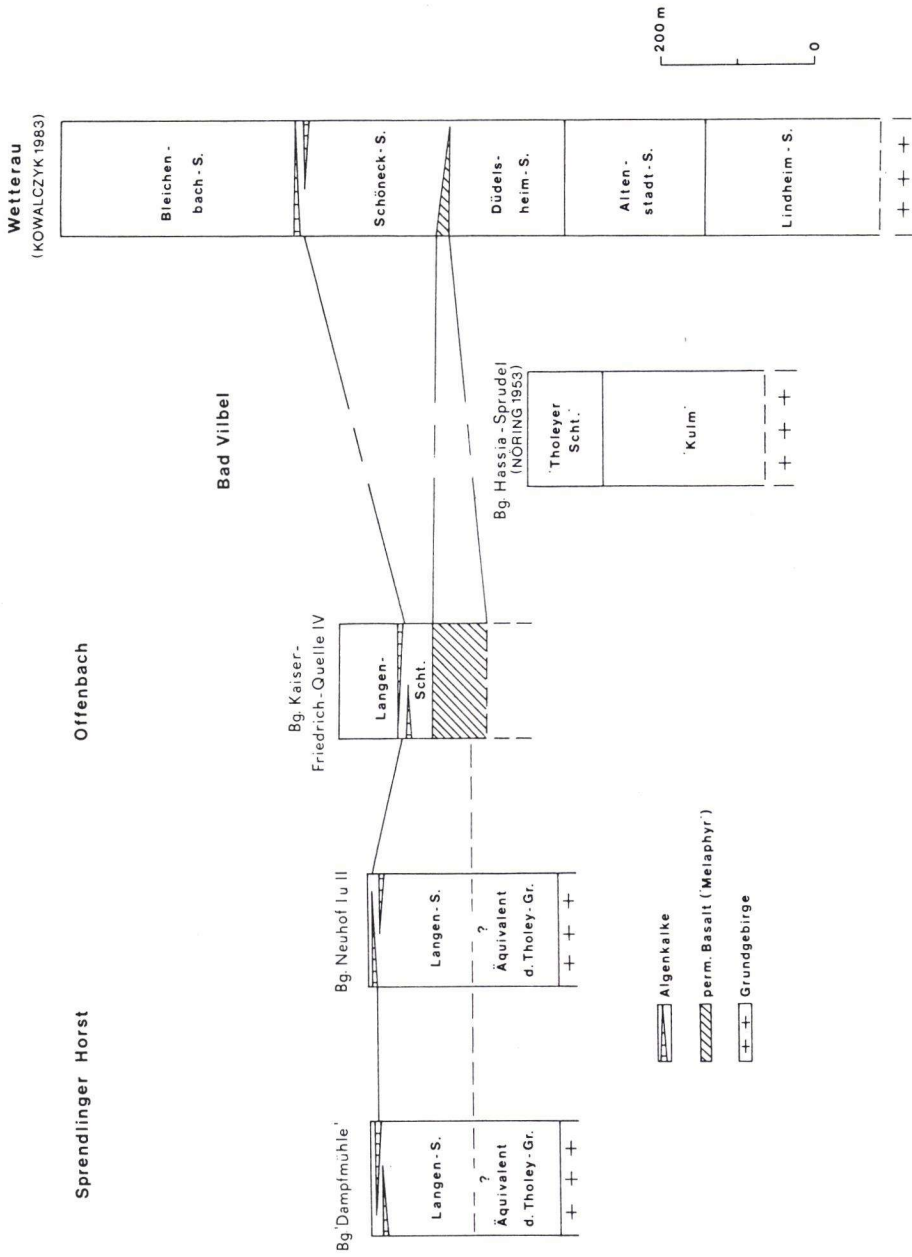


Abb. 50. Parallelisierung der Rotliegend-Abfolge im Sprendlinger Horst mit der in der Wetterau.

Schichten' (tektonisch bedingter Ausfall der unteren ‚Lebacher Schichten‘), ‚Tholeyer Schichten‘.

In südöstlicher Richtung der Brg. Olm 1 sind die nächsten Schichten im Liegenden der basischen Vulkanite in den Brg. Weiterstadt 1 und Stockstadt 33R sowie in weiteren Tiefbohrungen durchteuft worden, die jedoch hier nicht dokumentiert werden. Wie in Kap. 7.1. erwähnt, wird vorläufig eine Parallelisierung der Schichtenfolgen in diesen beiden Bohrungen angenommen, eine gesicherte Verknüpfung mit dem Unterrotliegenden der Brg. Olm 1 ist hingegen nicht möglich.

9. Paläogeographische und strukturelle Entwicklung

Die oberkarbonischen und rotliegendzeitlichen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet sind Teil der postorogenen Molassesedimentation, die im Anschluß an die Faltung des Variscischen Gebirges in der intramontanen Senke zwischen Lothringen und Thüringen erfolgte. Die Einsenkung zwischen der Hunsrück-Taunus-Oberharz-Schwelle im N und der Haardt-Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle im S begann im Saargebiet im oberen Namur und setzte sich im weiteren Verlauf des Oberkarbons und Unterperms nach NE etwa in Streichrichtung des Variscischen Gebirges fort (FALKE 1969, 1971, FALKE & KNEUPER 1972, SCHÄFER 1986).

Zur Zeit des Oberkarbons läßt sich im Bereich des Saar-Nahe-Gebietes eine Ausdehnung des Sedimentationsraums bis etwa zum Rhein hin verfolgen (FALKE 1966). Im Laufe des Unterrotliegenden (nach der saarpfälzischen Gliederung) verlagert sich der Beckenschwerpunkt allmählich nach NE (FALKE 1969, SCHÄFER 1986). Wie weit der Sedimentationsraum nach NE übergriff, konnte bislang nicht befriedigt beantwortet werden. Die dem Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Beckens entsprechenden Sedimente im Hessischen Teiltrog der Wetterau zeigen eine eigenständige Entwicklung und lassen die Vermutung zu, daß zur Zeit des unteren Unterrotliegenden keine Verbindung zum Saar-Nahe-Gebiet bestand und damit eine trennende Schwelle zwischen beiden Ablagerungsräumen existierte (KOWALCZYK 1983).

Spätestens mit Beginn des Oberrotliegenden (nach der saarpfälzischen Gliederung) bewirken verstärkte tektonische Bewegungen eine weitere Ausdehnung des Sedimentationsraums, sowohl parallel der Trogachse nach NE als auch in seiner Quererstreckung. Erst jetzt wird auch der Sprendlinger Horst am nördlichen Rand der Odenwaldschwelle in den Ablagerungsraum einbezogen; das Molassebecken erreicht seine größte Ausdehnung. Im Laufe des höheren Oberrotliegenden führt die Akkumulation zu einem weitgehenden Reliefausgleich mit den Schwellenrandgebieten und damit zu einer Einengung des Ablagerungsraums bis zum Ende der Rotliegend-Sedimentation in diesem Gebiet.

Während der gesamten Beckenentwicklung finden die relativen Hebungs- und Senkungs-bewegungen im nördlichen Trogabschnitt entlang der Hunsrück-Taunus-Südrandstörung statt (vgl. AHORNER & MURAWSKI 1975, MURAWSKI 1975). Für den Hessischen Teiltrog im Bereich der Wetterau kann eine solche Störungszone auch am Rand zur Spessartschwelle nachgewiesen werden (MURAWSKI 1963, KOWALCZYK 1983). Am Odenwaldnordrand hingegen ist im Übergangsbereich vom Becken zum Schwellenrand eine vergleichsweise

differenzierte, kleindimensionierte Bruchtektonik festzustellen. Als weitgehend ungeklärt müssen die tektonischen Verhältnisse am Südrand des Saar-Nahe-Troges angesehen werden, da der Übergang zur Schwellenregion von mesozoischen Sedimenten überdeckt wird.

9.1. Oberkarbon und tieferes Rotliegendes

Entsprechend der Beckenabsenkung sind die ältesten, spätorogenen Ablagerungen im W des Saar-Nahe-Gebietes anzutreffen. Im östlichen Bereich dieses Sedimentationsraums wurde in der Nahe-Mulde die Brg. Meisenheim 1 der Wintershall AG W Bad Kreuznach am weitesten ins Oberkarbon vorgetrieben, wobei für das Stefan C eine Mindestmächtigkeit von ca. 650 m ermittelt wurde (HABICHT 1966). Seismischen Untersuchungen zufolge (JORDAN & KOCH 1984) ist in diesem Gebiet noch eine Unterlagerung durch Stefan B und A und sogar durch Westfal nachzuweisen, das selbst bei Bad Kreuznach noch „in beträchtlicher Mächtigkeit (mehr als 100 m)“ (JORDAN & KOCH 1985) vorhanden sein dürfte.

Wie weit sich die Verbreitung der Karbon-Sedimente im Streichen der Trogachse nach NE fortsetzt, kann nur näherungsweise bestimmt werden. In der Gegend von Bad Vilbel wurden als älteste postorogene Sedimente ‚Tholeyer Schichten‘ (NÖRING 1955) angetroffen. Vom westlichen Frankfurter Stadtgebiet liegt als Informationsquelle nur eine Veröffentlichung von LEPSIUS (o. J.) vor, die hier auszugsweise zitiert wird:⁷

„Während am Südrande des Hunsrück, im Saarbecken diese Karbonschichten mit ihrem Kohlenreichtum in großer Mächtigkeit zur Ablagerung kamen, fehlen sie am Südrande des Taunus und in der Umgegend von Frankfurt leider gänzlich, obwohl hier eigentlich die Fortsetzung der Saarkohlen im Nordoststreichen des Grundgebirges zu erwarten wäre. Mehrere Tiefbohrungen in der Frankfurter Gegend auf Steinkohlen haben immer wieder ein negatives Resultat ergeben; und wir wissen warum: die dem Karbon folgende Formation, die Rotliegenden Sandsteine, lagert südlich von Frankfurt bis Darmstadt und östlich bis Offenbach direkt auf dem alten Granit des Odenwaldes, und nördlich von Frankfurt am Fuße des Taunus und in der Wetterau direkt auf den vor dem Steilrande des Taunus abgesunkenen Devonschollen.“

Danach kann für dieses Gebiet zumindest die Ablagerung von flözführendem Oberkarbon ausgeschlossen werden.

Für den weiter SW gelegenen Bereich, etwa im Gebiet Rüsselsheim, ist die Annahme einer Gesamtmächtigkeit von ca. 1000–1500 m für die permokarbonischen Sedimente wahrscheinlich, da einerseits in lateraler Entfernung von ca. 6 km quer zum Verlauf der Trogachse bei Hofheim/Taunus bereits eine Mächtigkeit von ca. 500–1000 m angenommen wird (KÜMMERLE in: KÜMMERLE & SEMMEL 1969), die i. w. auf Sedimente des höheren Rotliegenden (‚Waderner Schichten‘) entfallen dürften, andererseits geben ANDERLE & GOLWER (1980 in: GOLWER & SEMMEL 1980) für die Tiefenlage der Rotliegendebasis (entspricht vermutlich der Permokarbonbasis) zwischen Nackenheim und Rüsselsheim ca. 4000 m und STRAUB (1974) für den Top des Rotliegenden in der Brg. Königstädten 3 (58)

⁷ Genauere Unterlagen über die beschriebenen Tiefbohrungen waren nicht zu erhalten. Nachforschungen beim Bergamt (Weilburg), Oberbergamt (Wiesbaden), Hess. L.-Amt f. Bodenforschung (Wiesbaden) und beim Frankfurter Stadtarchiv blieben erfolglos.

der BEB ca. 3 km SE Rüsselsheim eine Tiefenlage von ca. 2500 m an, was auf eine Gesamtmächtigkeit für die permokarbonische Schichtenfolge von ca. 1500 m schließen läßt. In diesem Gebiet (etwa im Bereich der Trogachse) ist deshalb für die Ablagerungen des tieferen Rotliegenden und – falls vorhanden – des Oberkarbons noch mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 600–900 m zu rechnen.

Danach ist zwischen Frankfurt a. M. und der Brg. Olm 1, in der allein über 1000 m mächtiges Unterrotliegendes durchteuft wurde, das vermutlich noch von Stefan (FALKE 1969) und Westfal unterlagert wird, ein rasches Auskeilen der gesamten oberkarbonischen/unterrotliegenden Abfolge (bis einschließlich Lebach-Schichten) nach NE festzustellen (Abb. 51).

Die paläogeographische Entwicklung zur Zeit des Oberkarbons kann wegen der bestehenden Unsicherheiten bei der stratigraphischen Einstufung der basalen Schichtenfolge in der Brg. Weiterstadt 1 nur versuchsweise dargelegt werden:

Verfolgt man das Verbreitungsgebiet der oberkarbonischen Molassesedimentation (Westfal und Stefan) vom Lothringen-Saar-Gebiet in Streichrichtung der Trogachse weiter nach NE, so fällt einerseits eine deutliche Abnahme der Mächtigkeiten und zugleich eine Einschränkung der lateralen Ausdehnung des Sedimentationsraums nach S hin auf (s. SCHÄFER 1986).

Unter der Voraussetzung einer relativ kontinuierlichen Beckenexpansion nach NE im Laufe des Oberkarbons und Unterrotliegenden wären im Bereich der Brg. Weiterstadt 1 im Liegenden der Vulkanitfolge des höheren Rotliegenden Unterrotliegend-Ablagerungen zu erwarten. Da aber eine stratigraphische Einstufung ins Unterrotliegende nach dem derzeitigen Kenntnisstand als unwahrscheinlich anzusehen ist (s. Kap. 7.1.3.2.), müssen in Streichrichtung der Trogachse nach NE spätestens im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens tektonische Bewegungen angenommen werden, die eine kontinuierliche Beckenabsenkung am SE-Rand des Sedimentationsraums, zumindest während des Unterrotliegenden, verhinderten.

Nach JORDAN & KOCH (1984, 1985) ist mit seismischen Untersuchungen zu belegen, daß das Westfal in der Nahe-Mulde über Bad Kreuznach in NE-Richtung hinausreicht, während in der Pfälzer Mulde keine charakteristischen Reflexionen mehr unterhalb des ‚Holzer Konglomerates‘ festzustellen sind. Bei einem Ausfall des Westfals in diesem Gebiet wäre dann eine stärkere Ausweitung des Sedimentationsraums nach S im Stefan erfolgt, was aber den Ergebnissen von SCHÄFER (1986) widerspräche. Eine solche der im übrigen Saar-Nahe-Trog genau entgegengerichtete Beckenentwicklung mit Verlagerung der Trogachse nach S im Stefan wäre auch für den Fall zu fordern, daß die basale Schichtenfolge in der Brg. Weiterstadt 1 dem Stefan zuzurechnen ist. Diese hypothetische strukturelle Entwicklung ist jedoch durch keine weiteren Beobachtungen oder Indizien zu belegen.

Unter der Voraussetzung, daß Westfal-Sedimente dennoch auch in der Pfälzer Mulde verbreitet sind, könnte eine kontinuierliche Fortsetzung des Ablagerungsraums bis in den Bereich des nördlichen Oberrheingrabens angenommen und ein Westfal-Alter für die basale Schichtenfolge in der Brg. Weiterstadt 1 zwanglos erklärt werden. Bei der anschließenden Verlagerung der Trogachse nach N im Stefan und Unterrotliegenden wäre der Bereich in der Nähe zur südlichen Schwellenregion über das Sedimentationsniveau exponiert gewesen,

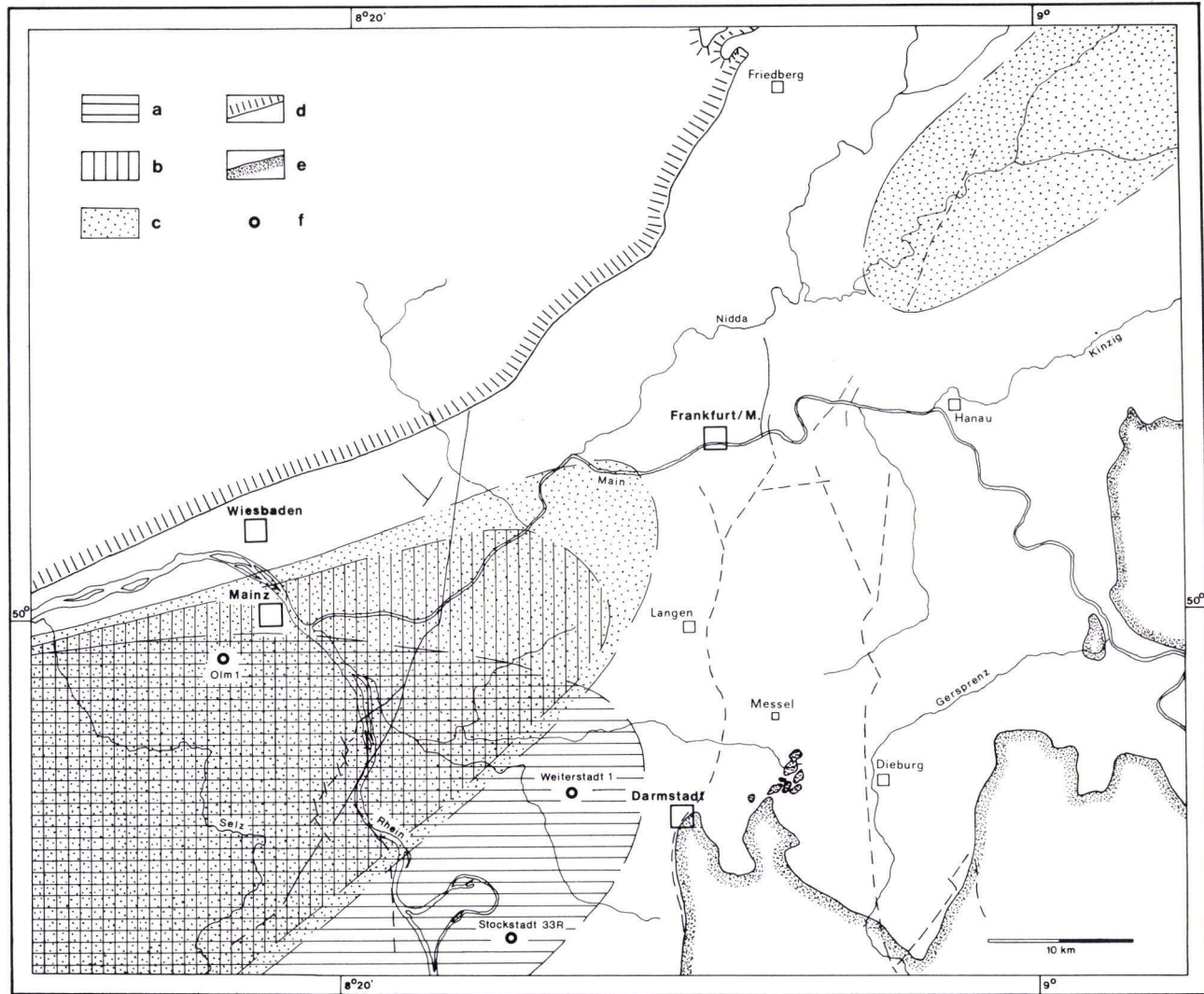


Abb. 51. Ausdehnung der Ablagerungsräume im: a – Westfal; b – Stefan; c – Unteren Unterrotliegenden. (d – Taunusrand; e – Odenwald-/Spessartrand; f – Bohrung).

während sich der Ablagerungsraum im N weiterhin nach E ausdehnte. Die im westlichen Saar-Nahe-Gebiet festzustellende Diskordanz oberhalb des Westfals wäre danach auch noch im nördlichen Rheintalgraben nachzuweisen, hier jedoch, am südöstlichen Ende des Karbontroges, unter Ausfall des Stefans und Unterrotliegenden (Abb. 51).

Der strukturelle Werdegang ließe sich anhand tektonischer Bewegungen entlang zweier Störungsflächen aufzeigen, deren Existenz jedoch nur im NW zu belegen ist (AHORNER & MURAWSKI 1975). Mit gleicher Berechtigung könnte im S aber auch – ähnlich dem Odenwaldnordrand im Sprendlinger Horst – eine differenzierte Bruchtektonik angenommen werden.

9.2. Höheres Rotliegendes

Der Bereich des Sprendlinger Horstes war während des gesamten Oberkarbons und Unterrotliegenden Hochgebiet und wurde erst an der Wende zum höheren Rotliegenden in den Sedimentationsraum einbezogen. Wäre das Gebiet bereits vorher von Sedimentation und anschließender Abtragung betroffen gewesen, müßte in der Brg. Weiterstadt 1 oder in der Wetterau Oberkarbon- oder Unterrotliegend-Detritus nachzuweisen sein. Dies ist jedoch nicht der Fall.

Auffällig ist die geographische Verbreitung der Randfazies (Moret-Schichten) um einen W Roßdorf bis Messel verlaufenden Kristallinsporn des Odenwaldes, dessen etwa in NS-Richtung gestreckter Rücken weitgehend frei blieb von Sedimentation. Er bildete damit eine zeitweise wirksame Schwelle zwischen den sich NW und E (Raum Dieburg) entwickelnden Sedimentationsräumen.

Nach W folgt in der Gegend von Darmstadt eine weitere, weniger deutlich faßbare Schwelle, die etwa parallel der zuvor beschriebenen verläuft, jedoch weniger weit nach N vorspringt. Zwischen diesen beiden relativen Hochgebieten sind die Moret-Schichten etwa zungenförmig nach S verbreitet (Abb. 52). Die Ausdehnung dieser westlichen Schwellenregion in Richtung W ist unbekannt. Der untere Abschnitt der Vulkanitfolge in der Brg. Weiterstadt 1 (10) wird im Vergleich zu den Moret-Schichten schon als älter angesehen, so daß damit nur die maximale Ausdehnung der Schwelle nach W festgelegt werden kann. (Abb. 52).

Die Verbreitung der Moret-Schichten nach E in Richtung Dieburg kann nicht exakt ermittelt werden. Auf kurze laterale Distanz werden sie von jüngeren Rotliegend-Schichten und im Bereich des Gersprenzgrabens zusätzlich von känozoischen Sedimenten überlagert. Erst bei Groß-Umstadt tritt erneut Odenwaldkristallin zutage.

Die Sedimentmächtigkeiten des Rotliegenden im Sprendlinger Horst nehmen von S nach N von 0 (S Roßdorf) auf mindestens 250 m (Raum Sprendlingen) zu. Vom Gebiet N Sprendlingen und Neuhof liegen keine Informationen mehr über die dem kristallinen Untergrund unmittelbar auflagernden Sedimente vor. Es besteht jedoch kein Grund zu der Annahme, daß sich die relativ kontinuierliche Mächtigkeitszunahme nicht ebenso kontinuierlich nach N fortsetzen sollte.

Das im Streichen der Achse des Wetterau-Troges bei Bad Vilbel anstehende Rotliegende führt in der Geröllfraktion ausschließlich Material von der Taunusschwelle. Der hohe

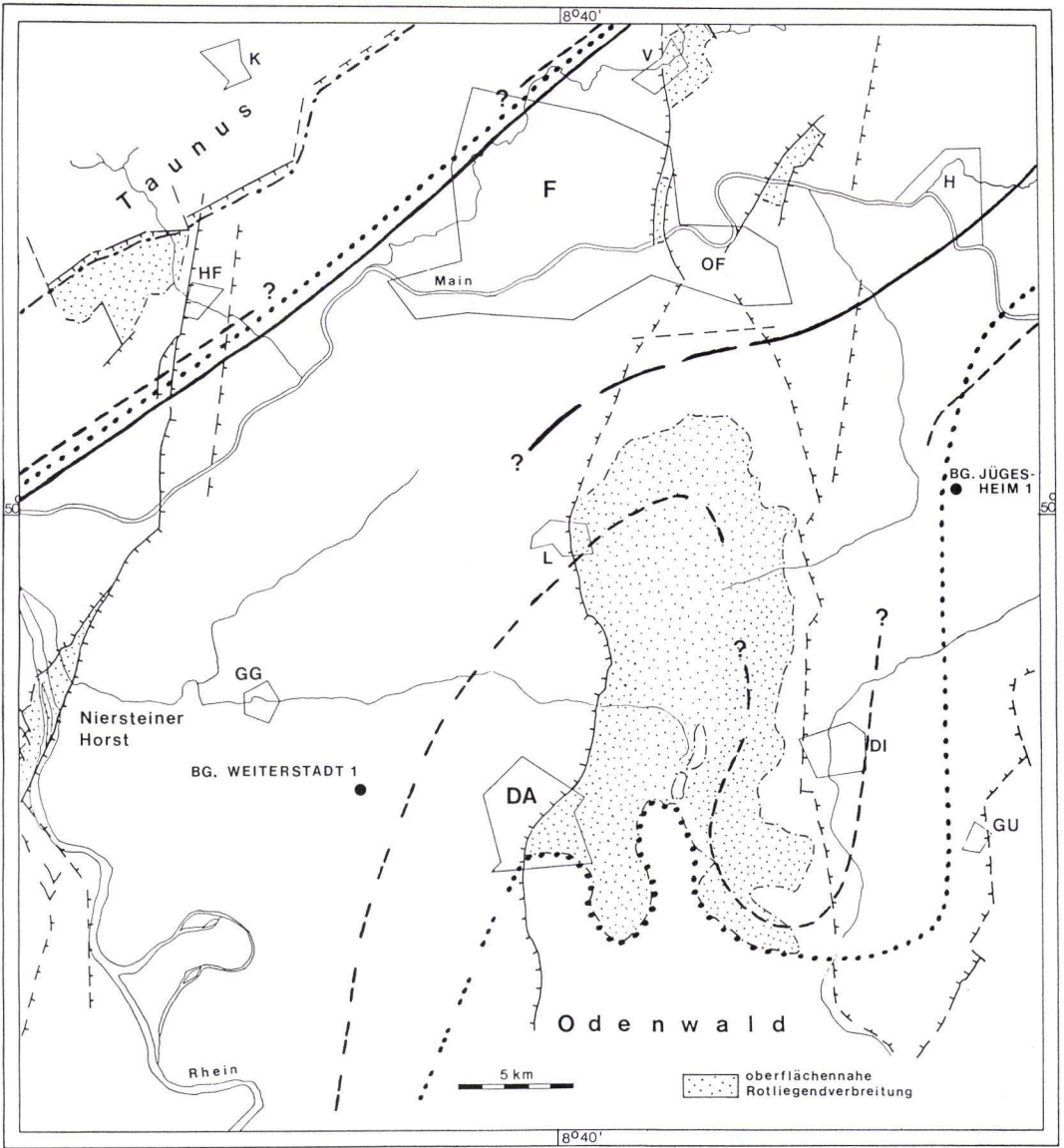


Abb. 52. Ausdehnung der Ablagerungsräume zur Zeit der: a – Tholey-Schichten; b – Moret-/Langen-(unt. Abschn)/Roßdorf-/Schöneck-Schichten/basalen Nahe-Gruppe (Beckenfazies); c – Langen-(ob. Abschn)/Dieburg-/Bleichenbach-Schichten/obere Nahe-Gruppe, (d – nördliche Beckengrenze zur Zeit der Wadern-/Rodenbach-Schichten).

Feldspatanteil in der Sandfraktion kann indessen nur von einem südlichen (oder südwestlichen) Liefergebiet stammen. Zieht man diese Sedimentverzahnung als Kriterium heran, wäre die Lage der maximalen Beckenabsenkung im N-S-Profil zwischen Taunus und Odenwald im Raum Bad Vilbel/nördliches Frankfurter Stadtgebiet zu lokalisieren.

Argumente, die die Annahme einer zur Zeit der Ablagerung der Tholey-Schichten noch existierenden Schwelle westlich von Frankfurt rechtfertigten, können nicht angeführt werden. Wahrscheinlicher ist vielmehr, daß sich die Sedimentation ebenfalls über das Untermaingebiet erstreckte.

Für das Gebiet östlich von Frankfurt liegen derzeit keinerlei Informationen über die Verbreitung des Rotliegenden im stratigraphischen Niveau der Tholey-Schichten vor. Es wird jedoch vermutet, daß bereits vor der Förderung der Basalte in der Wetterau, etwa während der Ablagerung der Düdelsheim-Schichten, eine Verbindung zum Sprendlinger Horst bestand, denn es gibt keine Anzeichen für eine Unterbrechung der Sedimentation durch ein E-W-verlaufendes Querelement.

Die Einsenkung des Trogabschnitts zwischen Taunus und Odenwald erfolgte etwa mit der Ablagerung der Tholey-Schichten als Auswirkung der weiteren Absenkung der beiden bis dahin voneinander getrennten Tröge des Saar-Nahe-Gebietes und der Wetterau. Der Sedimentationsraum griff damit etwa gleichzeitig von W und NE auf die Schwelle des nördlichen Sprendlinger Horstes über.

Einhergehend mit der Ausfüllung der Mulden und Senken im vergleichsweise stark reliefierten Gebiet am Nordrand der Odenwaldschwelle durch subaerische Sedimentation von Schutt- und Schwemmfächerablagerungen weitete sich der Sedimentationsraum weiter nach S aus. Mit der Förderung der permischen Basalte im Bereich des Sprendlinger Horstes sank nun auch der westliche Schwellenausläufer bei Darmstadt unter das Sedimentationsniveau, während der Kristallinsporn S Messel weiterhin als relatives Hochgebiet erhalten blieb (vgl. Abb. 52).

Es kam somit zur Ablagerung zweier unterschiedlicher Fazies': Die Roßdorf-Schichten im Raum Roßdorf-Dieburg mit ihren distalen Schwemmfächersedimenten und kleindimensionierten Rinnen (im Querschnitt 2–5 m) deuten die Kleinräumigkeit der südöstlichen Sedimentationsbucht an, während die dickbankigen fluviatilen Sequenzen der Langen-Schichten (unterer Abschn.) im übrigen Sprendlinger Horst die Zugehörigkeit zum Hauptsedimentationsgebiet kennzeichnen.

Die Langen-Schichten (unterer Abschn.) können mit den Schöneck-Schichten korreliert werden. Dabei belegt die Mächtigkeitsdifferenz von etwa 130 m im nördlichen Sprendlinger Horst zu mindestens ca. 200 m in der Wetterau, daß die relative Absenkung im Wetterau-Trog deutlich höher war. In westlicher Richtung ist die Mächtigkeitzunahme noch weitaus auffälliger. Bereits in der Brg. Weiterstadt 1 beträgt die Mächtigkeit der Vulkanitfolge ca. 400 m (jüngere Rotliegend-Sedimente wurden nicht angetroffen) und nach NW ist mit einer weiteren Mächtigkeitzunahme zu rechnen, denn in der Brg. Olm 1 wurden für ‚Grenzlager-Gruppe‘ und ‚Waderner Schichten‘ zusammengenommen über 600 m ermittelt. Damit ist auch im östlichen Bereich des Saar-Nahe-Troges im Vergleich zum Sprendlinger Horst eine deutlich stärkere Absenkung festzustellen.

Im Bereich des Sprendlinger Horstes und in der Brg. Weiterstadt 1 sind von der jüngsten Rotliegend-Einheit (Playa-Fazies) nur die basalen Schichten nachzuweisen. Zum Hangenden folgen über Erosionsdiskordanzen bereits tertiäre oder quartäre Ablagerungen, so daß keine gesicherte Aussage getroffen werden kann, ob dieser Abschnitt des Untersuchungsgebiets gegen Ende des Rotliegenden noch zum Sedimentationsraum gehörte oder durch letzte tektonische Bewegungen bereits erneut zum Hochgebiet wurde (Abb. 53).

Für die Entwicklung des Sprendlinger Horstes ist kennzeichnend, daß er zwar zeitweise vom Sedimentationsgeschehen betroffen wurde, jedoch während des gesamten Oberkarbons und Rotliegenden seinen Schwellencharakter nicht verlor. Die Einsenkung setzt erst relativ spät, gegen Ende des tieferen Rotliegenden, im Streichen der Trogachse in unmittelbarer Nähe zur Taunusschwelle ein und bleibt während des gesamten Sedimentationsablaufs in diesem Bereich am stärksten. Im N-S-Profil zeigt der Ablagerungsraum daher einen ausgeprägten asymmetrischen Bau (Abb. 54), wodurch die Existenz einer (oder mehrerer) SE-fallenden Abschiebungsfläche am südlichen Taunusrand belegt wird (vgl. AHORNER & MURAWSKI 1975, MURAWSKI 1975).

Eine entgegengesetzt einfallende Abschiebungsfläche ist von KOWALCZYK (1983) auch am Spessart-Nordrand angenommen und durch seismische Untersuchungen im Rahmen des „Kontinentalen Tiefbohrprogramms“ nachgewiesen worden (DECORP-RESEARCH GROUP 1985, BLUM 1986). Am Odenwaldnordrand ist dagegen eine solche trogparallel verlaufende Abschiebungsfläche nicht festzustellen.

Folgt man dem Verlauf der südlichen Beckenbegrenzung, so ist am Spessartnordrand eine relativ konstante NE-SW-Richtung zu beobachten, die im Gebiet E Hanau abrupt in eine südliche Richtung umbiegt (Abb. 52, S. 106). Die Ausbildung dieser etwa N-S-verlaufenden Beckenbegrenzung erfolgt dabei annähernd gleichzeitig mit der Abschiebung am Taunus-Südrand N des Sprendlinger Horstes und der Entstehung ebenfalls N-S-gerichteter Brüche (Kristallinsporn) zwischen Darmstadt und Dieburg. Außerdem besteht offensichtlich ein tektonischer Zusammenhang mit dem Aufdringen der permischen Vulkanite, denn die Basalte extrudierten entlang einer NNE-SSW-verlaufenden Linie. Auch die Förderung der Rhyolithe im Odenwald ist an N-S-gerichtete Spalten gebunden (AMME 1977).

Die Ausbildung dieser beiden winklig aufeinander stehenden Störungssysteme – einmal die Störungen, die den Trog insgesamt begrenzen und die dem Streichen der variscischen b-Achsen folgen, und zum anderen die N-S-gerichteten Brüche am westlichen Odenwald, dem Sprendlinger und Vilbeler Horst und ihren begleitenden Gräben, die den Nordteil des späteren Oberrheingrabens vorzeichnen – deuten auf einen Beanspruchungsplan, bei dem die N-S-streichenden Elemente bereits als Scherbrüche bei der variscischen Gebirgsbildung angelegt worden sein könnten.

Aus der Untersuchung der permokarbonischen Molasse ergeben sich dabei Hinweise, daß es neben rein vertikalen Differentialbewegungen auch zu Blattverschiebungen oder Schrägabschiebungen gekommen sein kann. Zunächst fällt auf, daß die Grenzen der Rotliegend-Verbreitung im Übergangsbereich vom Saar-Nahe- zum Hessischen Trog am Südrand des Rhenoherynikums wie auch am Nordrand des Saxothuringikums nach N versetzt werden (Abb. 55), was auf die Existenz einer N-S-verlaufenden, sinistralen Blattverschiebung hinweisen könnte. Daß Bewegungen entlang dieses Strukturelements

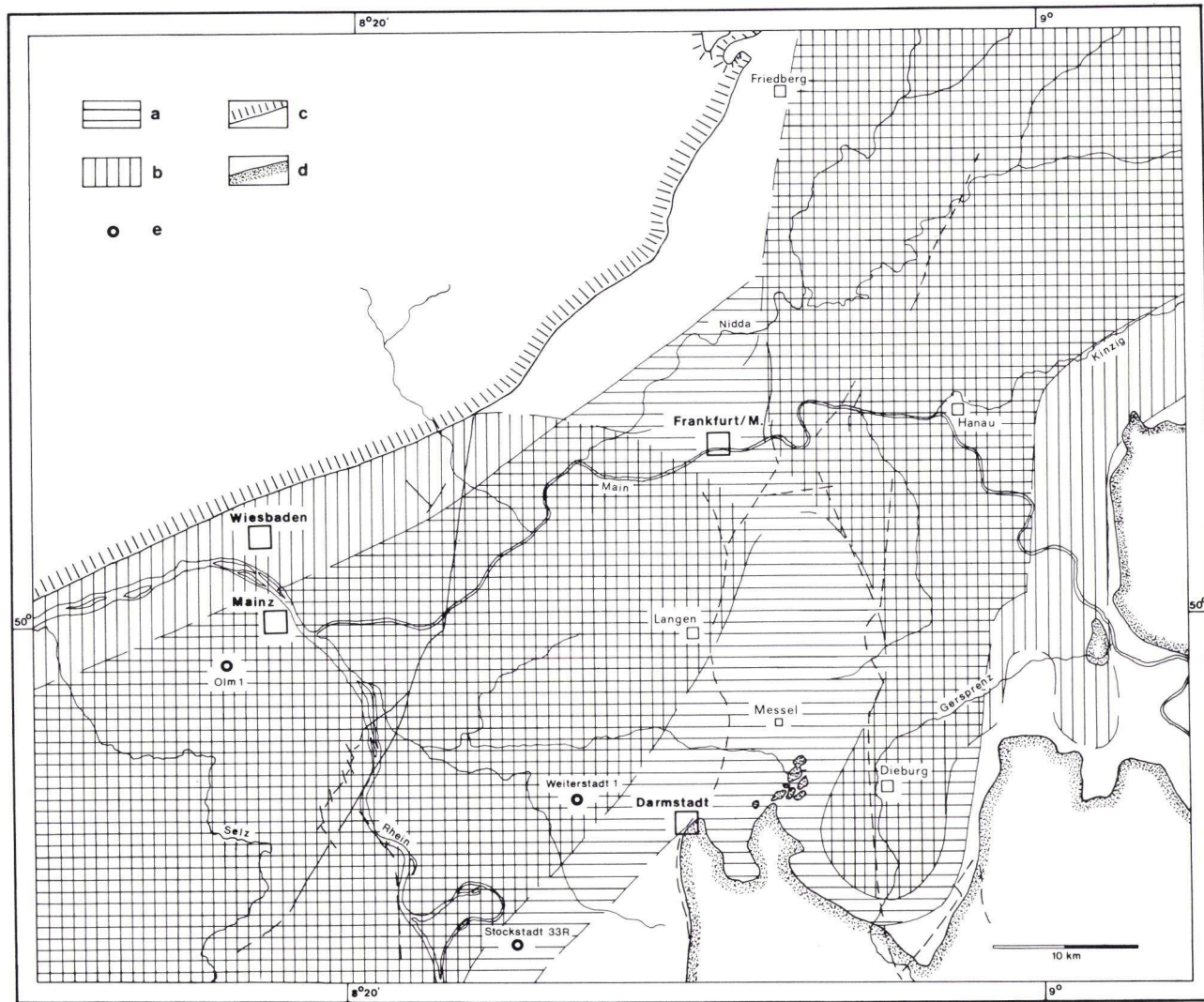


Abb. 53. Ausdehnung der Ablagerungsräume im: a – Unteren Oberrotliegenden; b – Oberen Oberrotliegenden. (c – Taunusrand; d – Odenwald-/Spessartrand; e – Bohrung).

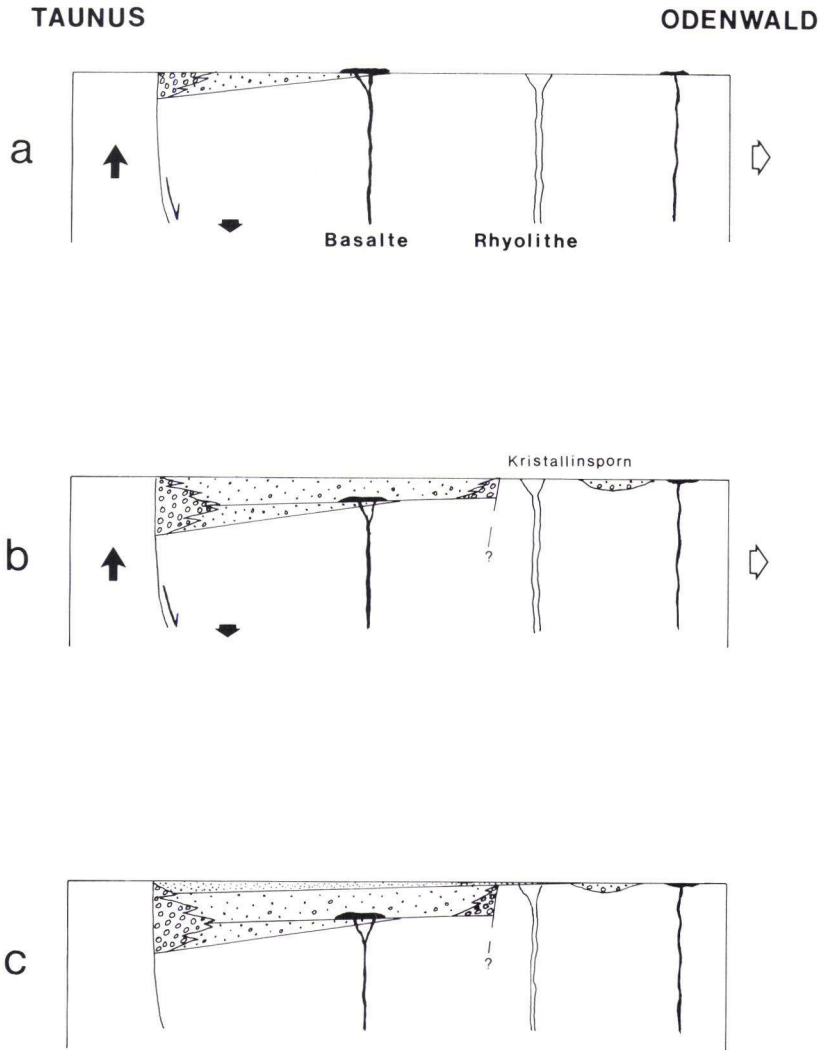


Abb. 54. Schematische Darstellung der strukturellen Entwicklung des Rotliegend-Trogs zwischen Taunus und Odenwald durch den Kristallinsporn im Sprendlinger Horst; NW - SE-Profil. (In einem Parallelprofil seitlich des Kristallinsporns wäre die Halbgraben-Struktur deutlicher, die Entwicklung der Randfazies jedoch nicht darzustellen.) a - Wende Tholey-/Langen-Schichten; b - Wende Langen-Schichten, unterer/oberer Abschnitt; c - Wende Rotliegendes/Zechstein.

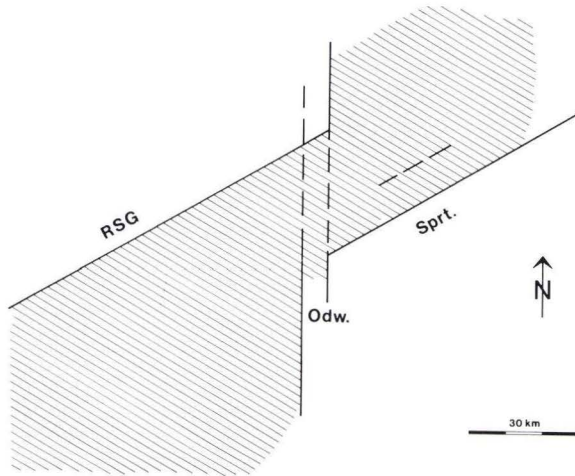


Abb. 55. Stark schematisierte Darstellung der Rotliegend-Verbreitung im Übergangsbereich vom Saar-Nahe- zum Hessischen Trog. RSG–Rheinisches Schiefergebirge; Sprt. – Spessart; Odw. – Odenwald.

bereits im Permokarbon stattgefunden haben mögen, wird im Vergleich der Beckenkonfigurationen deutlich, denn sowohl im östlichen Saar-Nahe-Becken (STAPF 1982) wie auch noch im Bereich des Sprendlinger Horstes ist ein asymmetrischer Bau mit maximaler Beckenabsenkung im N festzustellen, wohingegen im Wetterau-Trog eine zumindest gleichstarke, wenn nicht gar stärkere Absenkung im S nachzuweisen ist. Besonders deutlich wird dieser Unterschied in N-S-Profilen (Abb. 56).

Das Decorp-Profil-2-Süd (DECORP-RESEARCH GROUP 1985) stellt hierzu keinen Widerspruch dar, da die Profillinie das Wetterau-Becken in NW-SE-Richtung quert.

Die Umkehr des strukturellen Baus mit maximaler Absenkung an einer steilstehenden Abschiebungsfläche im Bereich der ‚Kinzigtalzone‘ (MURAWSKI 1963, KOWALCZYK 1983) weist somit auf Bewegungen hin, die bereits zu spätvariscischer Zeit erfolgten. Andererseits ist dieses bedeutende tektonische Element in seiner südwestlichen Fortsetzung im Bereich des Sprendlinger Horstes nicht mehr eindeutig nachzuweisen, so daß hieraus ein weiteres Indiz für eine (oder mehrere) etwa in N-S-Richtung verlaufende, querende Struktur abzuleiten ist.

Nach LISTER et al. (1986) enden tiefgreifende Abschiebungsflächen normalerweise an quer verlaufenden Blattverschiebungen, verbunden mit einem gegensinnigen Einfallen der Störungssysteme dies- und jenseits der Lateralverschiebungsbahn, ein struktureller Bau, wie er für die Entwicklung der Rotliegend-Teiltröge im Übergangsbereich vom Saar-Nahe- zum Wetterau-Trog durchaus in Betracht kommen könnte.

Der Sprendlinger Horst und seine nördliche Verlängerung stellen den Kreuzungsbereich zweier bereits im Permokarbon ausgebildeter geotektonischer Großstrukturen dar. Dabei scheinen die N-S-streichenden Elemente besonders für die Beckenentwicklung im südlichen

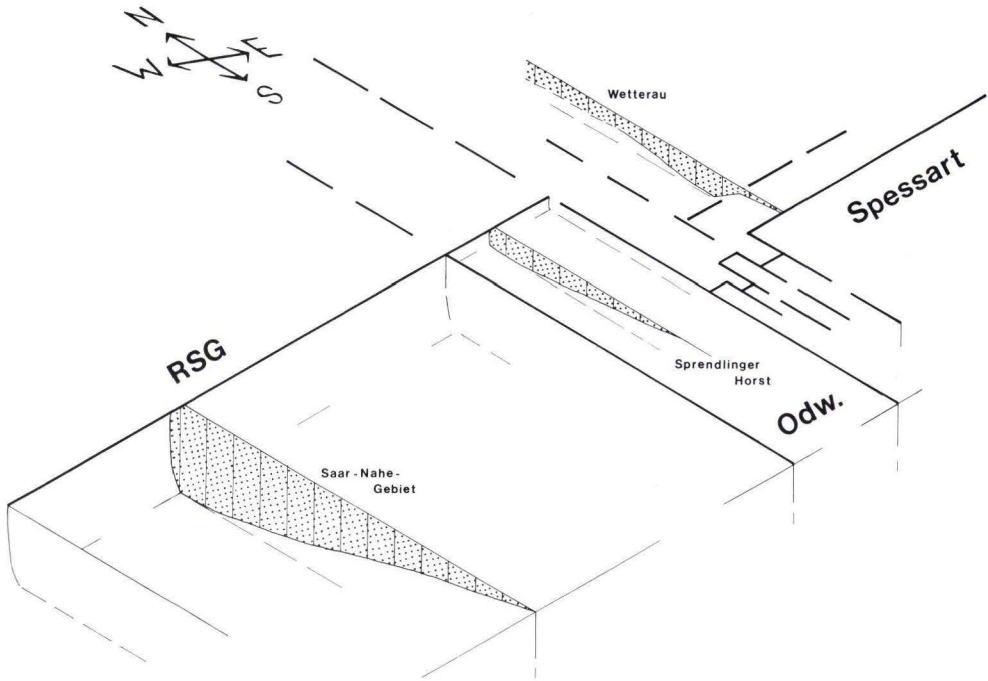


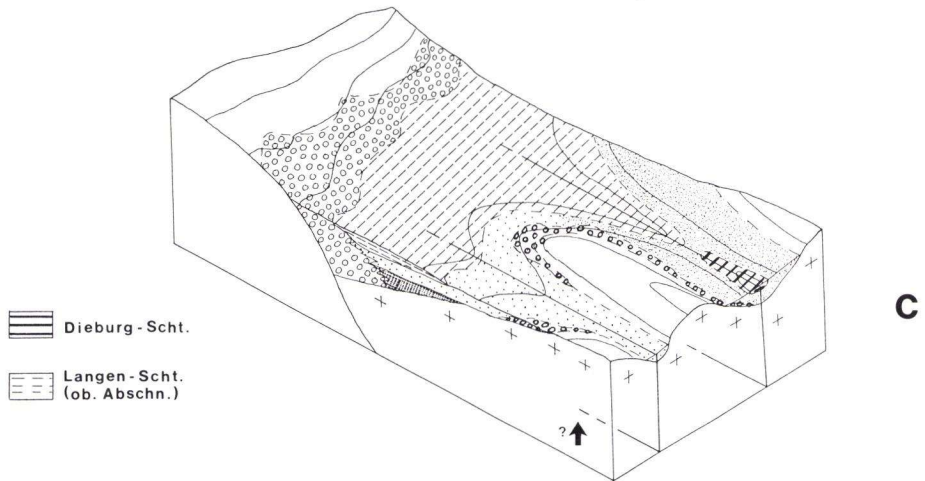
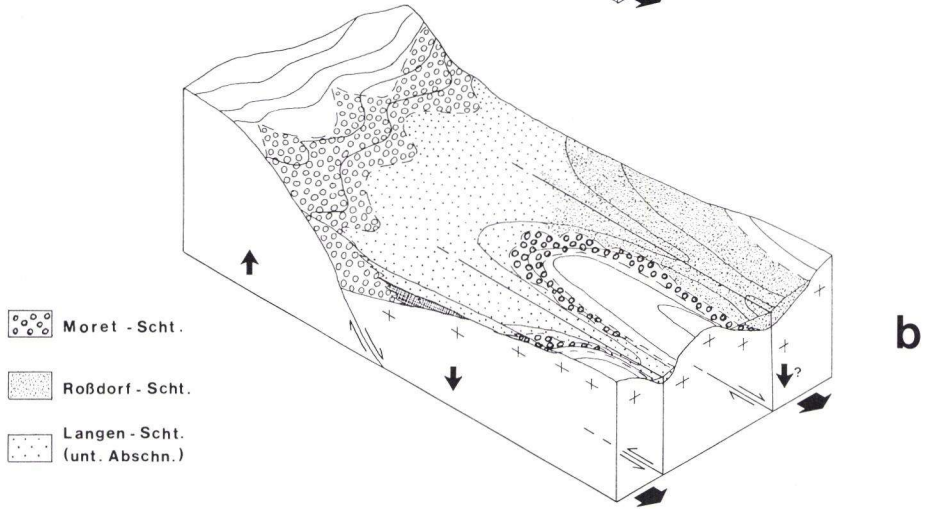
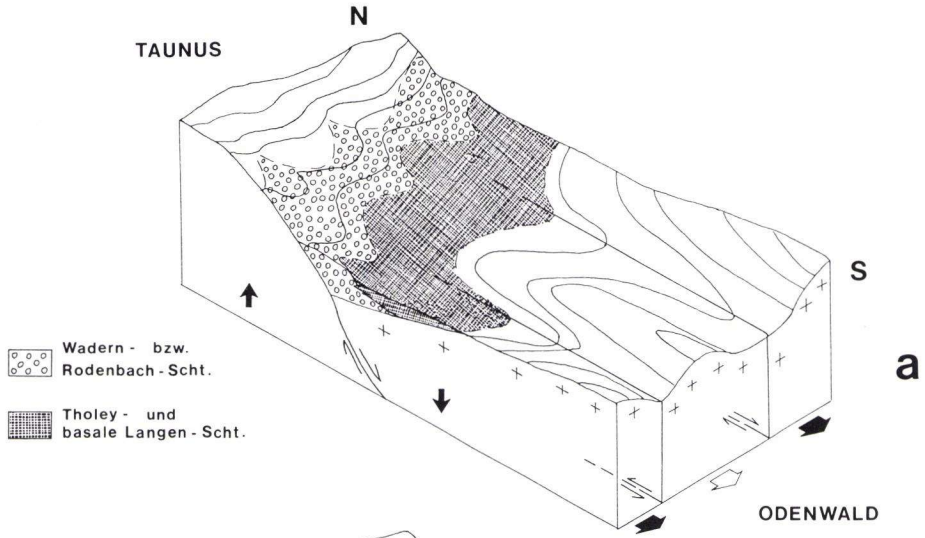
Abb. 56. Schematische N – S-Profile durch das Rotliegend-Becken im Sprendlinger Horst, im Saar-Nahe-Gebiet (nach STAPF 1982) und in der Wetterau (nach KOWALCZYK, frdl. mdl. Mitt.). RSG – Rheinisches Schiefergebirge; Odw. – Odenwald; Breite Linien – Störungen.

Abschnitt dieses Rotliegend-Troges bestimmend gewesen zu sein. Bereits zu variscischer Zeit wird eine tektonische Schwächezone, der der spätere Oberrheingrabenabbruch folgt, vorgezeichnet (ILLIES 1962, RICHTER-BERNBURG 1974, SCHENK 1974 u. a.), wobei sich die östliche Grabenrandverwerfung in Höhe des Odenwaldes in mehrere Einzel-Störungen aufspaltet, die u. a. die Randverwerfungen des späteren Gersprenzgrabens („Otzbergspalte“ im E) bilden (MURAWSKI 1964). Dieses aus mehreren, etwa parallel verlaufenden Störungen bestehende Bruchsystem läßt sich in nördlicher Richtung über den Main hinaus entlang des Abbruchs des Rheinischen Schiefergebirges zur Hessischen Senke weiterverfolgen (MURAWSKI 1960, SCHENK 1974).

Während es also an der nördlichen Grenze des Rotliegend-Beckens zu einer Abschiebung an der variscisch streichenden Taunussüdrandstörung kam, fand im südlichen Trogabchnitt eine Zerlegung in einzelne N-S-streichende Bruchschollen an Verwerfungen statt, an denen



Abb. 57. Struktureller Werdegang des Sedimentationsraums zwischen Taunus und Odenwald zur Zeit des Rotliegenden unter Berücksichtigung möglicher horizontaler Differentialbewegungen.



sich vermutlich gleichzeitig horizontale Differentialbewegungen auswirkten. Da im Sprendlinger Horst keine der nördlichen Abschiebungsfläche konjugierte Störungszone nachzuweisen ist, ließen sich auch aus geometrischen Gründen Indizien für einen horizontalen Versatz der südlichen Schwellenregion nach S in diesem Gebiet ableiten. Die Entwicklung der Halbgrabenstruktur des Rotliegend-Sedimentationsraums zwischen Taunus und Odenwald könnte demnach in der Art erfolgt sein, wie es in Abb. 57 hypothetisch dargestellt ist.

Aus der räumlichen Verteilung und dem Inhalt der permokarbonischen Molasse allein ist eine geschlossene Darstellung des strukturellen Werdegangs in diesem stark tektonisch beanspruchten Gebiet nicht zu erstellen, da die Tagesaufschlüsse keine Ermittlung von Bewegungsrichtungen erlauben. Bezüglich dieser Fragestellung bieten die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit jedoch Hinweise für künftige Untersuchungen. Bei einer solchen Analyse der Störungssysteme sollte darüber hinaus in Betracht gezogen werden, ob und wieweit es zur Ausbildung von Schrägabschiebungen gekommen ist, die für die Entwicklung des Gebiets zwischen Taunus und Odenwald mitbestimmend gewesen sein könnten. Auch die Entwicklung des spätvariscischen und mesozoischen Streßfeldes sollte in die Überlegungen einbezogen werden. Beides ließe sich – wenn auch sehr aufwendig – über die kinematische Analyse von Bewegungsspuren in erschlossenen Störungssystemen ermitteln.

10. Verzeichnis der Bohrungen und Aufschlüsse

Teilweise oder vollständig gekernte Bohrungen

- 1.–8. Kernbrg. des Zweckverbandes Abfallverwertung Südhessen, Darmstadt, Grube Messel, niedergebracht 1974, Bl. 6018 Langen; Moret-Schichten
 1. R 34 82 10/H 55 30 81, Endteufe 36,00 m
 2. R 34 82 01/H 55 31 21, Endteufe 53,00 m
 3. R 34 81 93/H 55 31 43, Endteufe 68,00 m
 4. R 34 82 08/H 55 31 62, Endteufe 66,00 m
 5. R 34 83 11/H 55 32 09, Endteufe 59,00 m
 6. R 34 81 76/H 55 31 64, Endteufe 40,00 m
 7. R 34 83 22/H 55 31 48, Endteufe 52,00 m
 8. R 34 83 88/H 55 32 06, Endteufe 60,50 m
9. Brg. der Kaiser Friedrich Quelle AG auf dem Fabrikgelände in Offenbach, Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost; Langen-Schichten, unterer u. oberer Abschnitt.
Brg. KFQ IV (Erkundungsbohrung (EB), teilweise gekernt), niedergebracht 1979, R 34 82 58/H 55 51 86, Endteufe 285,00 m.
Brg. KFQ IV (Hauptbohrung (HB), Spülbohrung), niedergebracht 1979, R 34 82 55/H 55 51 84, Endteufe 303,00 m
10. Brg. Weiterstadt 1 der BEB, niedergebracht 1981, Bl. 6117 Darmstadt West, R 34 67 610/H 55 28 120, Endteufe 2504,70 m; Oberkarbon (Westfal) und Vulkanitfolge des Rotliegenden
11. Brg. Messel 1001 der Wintershall AG, niedergebracht 1975, Bl. 6018 Langen, R 34 84 617/H 55 34 126, Endteufe 15,30 m; Roßdorf-Schichten
12. Brg. Messel 1003 der Wintershall AG, niedergebracht 1975, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 83 688/H 55 26 832, Endteufe 25,00 m; Roßdorf-Schichten
13. Brg. Messel 1004 der Wintershall AG, niedergebracht 1975, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 33 860/H 55 26 634, Endteufe 25,00 m; Roßdorf-Schichten/Dieburg-Schichten
14. Brg. Messel 1006 der Wintershall AG, niedergebracht 1975, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 84 289/H 55 26 722, Endteufe 32,00 m; Dieburg-Schichten

15. Brg. Messel 1008 der Wintershall AG, niedergebracht 1975, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 84 977/
H 55 26 730, Endteufe 31,00 m; Dieburg-Schichten
16. Brg. Messel 1009 der Wintershall AG, niedergebracht 1975, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 86 152/
H 55 26 794, Endteufe 30,00 m; Dieburg-Schichten
17. Brg. Messel 1010 der Wintershall AG, niedergebracht 1975, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 84 673/
H 55 27 657, Endteufe 57,50 m; Dieburg-Schichten
18. Brg. Messel 1011 der Wintershall AG, niedergebracht 1975, Bl. 6018 Langen, R 34 87 306/H 55 29
832, Endteufe 71,00 m; Dieburg-Schichten
19. Brg. Messel 1012 der Wintershall AG, niedergebracht 1975, Bl. 6019 Babenhausen, R 34 88 125/H
55 31 465, Endteufe 93,00 m; Dieburg-Schichten
20. Brg. Messel 1013 der Wintershall AG, niedergebracht 1975, Bl. 6018 Langen, R 34 87 362/H 55 32
249, Endteufe 93,00 m; Dieburg-Schichten
- 21.–28. Baugrunduntersuchungsbohrungen des Straßen-Neubauamtes Hessen-Süd entlang der Tras-
senführung A 661 Frankfurt–Darmstadt, niedergebracht 1967–1971.
 21. Bw (Bauwerk) K 228, Bl. 6018 Langen, R 34 77 76/H 55 39 70, Brg. Nr. 5, Endteufe
10,00 m; Brg. Nr. 8, Endteufe 6,00 m; Langen-Schichten, unterer Abschn.
 22. Bw K 252, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 26/H 55 27 88,
Brg. Nr. 1, Endteufe 6,00 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 2, Endteufe 7,70 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 3, Endteufe 11,30 m (,Melaphyr‘)
 23. Bw K 253, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 50/H 55 27 60,
Brg. Nr. 1, Endteufe 8,00 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 2, Endteufe 12,00 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 3, Endteufe 8,00 m (,Melaphyr‘)
 24. Bw K 255, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 93/H 55 26 24,
Brg. Nr. 1, Endteufe 7,50 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 2, Endteufe 7,30 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 3, Endteufe 9,20 m (,Melaphyr‘)
 25. Bw K 256, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 91/H 55 25 75,
Brg. Nr. 3, Endteufe 7,60 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 5, Endteufe 5,90 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 7, Endteufe 6,30 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 10, Endteufe 5,20 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 10A, Endteufe 5,50 m (,Melaphyr‘)
 26. Bw K 257, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 85/H 55 25 77,
Brg. Nr. 1, Endteufe 5,40 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 2, Endteufe 5,00 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 4, Endteufe 7,10 m (,Melaphyr‘)
Brg. Nr. 5, Endteufe 6,20 m (,Melaphyr‘)
 27. Bw K 259, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 68/H 55 24 88; Langen-Schichten, unterer
Abschn.
 - Brg. Nr. 1, Endteufe 9,60 m
 - Brg. Nr. 2, Endteufe 9,40 m
 - Brg. Nr. 3, Endteufe 6,60 m
 - Brg. Nr. 5, Endteufe 7,30 m
 - Brg. Nr. 6, Endteufe 7,50 m
 - Brg. Nr. 8, Endteufe 9,50 m
 - Brg. Nr. 9, Endteufe 7,00 m
 - Brg. Nr. 10, Endteufe 8,50 m
 - Brg. Nr. 12, Endteufe 7,80 m

- Brg. Nr. 13, Endteufe 9,20 m
 Brg. Nr. 14, Endteufe 13,20 m
 Brg. Nr. 15, Endteufe 15,30 m
28. Brg. Darmstadt-Arheilgen Süd Nr. 8, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 76 41/H 55 29 17, Endteufe 9,70 m; Langen-Schichten, unterer Abschn.
- 29.–34. Baugrunduntersuchungsbohrungen des Straßen-Neubauamtes Hessen-Süd entlang der Trassenführung B 26 Darmstadt–Dieburg, niedergebracht 1968–1970, Bl. 6118 Darmstadt Ost (29.–33. Langen-Schichten, unterer Abschn., 34. Dieburg-Schichten)
29. Bw (Bauwerk) K 505, R 34 76 97/H 55 26 08,
 Brg. Nr. 5, Endteufe 8,00 m
 Brg. Nr. 7a, Endteufe 10,00 m
 Brg. Nr. 8, Endteufe 8,50 m
 Brg. Nr. 9, Endteufe 9,50 m
 Brg. Nr. 10, Endteufe 9,00 m
 Brg. Nr. 11, Endteufe 9,50 m
 Brg. Nr. 12, Endteufe 9,00 m
 Brg. Nr. 13, Endteufe 8,80 m
 Brg. Nr. 14, Endteufe 8,00 m
30. Bw K 506, R 34 77 41/H 55 25 92,
 Brg. Nr. 7, Endteufe 7,00 m
 Brg. Nr. 8, Endteufe 8,00 m
 Brg. Nr. 9, Endteufe 8,00 m
31. Bw K 507, R 34 77 37/H 55 25 89,
 Brg. Nr. 3, Endteufe 6,00 m
 Brg. Nr. 4, Endteufe 6,50 m
32. Bw K 508, R 34 77 32/H 55 25 85,
 Brg. Nr. 1, Endteufe 6,00 m
 Brg. Nr. 2, Endteufe 8,00 m
33. Bw K 509, R 34 78 19/H 55 25 42,
 Brg. Nr. 1a, Endteufe 5,00 m
 Brg. Nr. 2a, Endteufe 6,00 m
 Brg. Nr. 3a, Endteufe 8,00 m
34. Bw K 516, R 34 84 55/H 55 26 60,
 Brg. Nr. 1, Endteufe 15,00 m
 Brg. Nr. 2, Endteufe 15,00 m
 Brg. Nr. 3, Endteufe 15,00 m
35. Brg. KB 11 des Zweckverbandes Abfallverwertung Südhessen, Darmstadt, Grube Messel, Bl. 6018 Langen, R 34 82 14/H 55 31 58, Endteufe 10,00 m; Moret-Schichten
36. Brg. KB 12 des Zweckverbandes Abfallverwertung Südhessen, Darmstadt, Grube Messel, Bl. 6018 Langen, R 34 82 16/H 55 31 59, Endteufe 10,00 m; Moret-Schichten
37. Mineralwasser-Erschließungsbrg. der Kaiser Friedrich Quelle AG, Offenbach, in Groß-Wallstadt, niedergebracht 1979/80, Bl. 6120 Obernburg am Main, R 35 10 24/H 55 27 39, Endteufe 600,00 m (Kristallin)

Spülbohrungen

38. Wasserschließungsbrg. der Stadtwerke Dreieich in Dreieich-Dreieichenhain, ‚An der Winkelmühle‘, niedergebracht 1984, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 79 48/H 55 40 95, Endteufe 60,00 m; Langen-Schichten, unterer Abschn.
39. Wassererschließungsbrg. der Stadtwerke Dreieich in Dreieich-Götzenhain, ‚In der Frühlingsstraße‘, niedergebracht 1983, Bl. 6018 Langen, R 34 80 84/H 55 40 28, Endteufe 60,00 m; Langen-Schichten, unterer Abschn.

40. Brg. Notbrunnen 7 der Stadtwerke Dreieich in Dreieich-Dreieichenhain, niedergebracht 1983, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 78 78/H 55 40 60, Endteufe 60,00 m; Langen-Schichten, unterer Abschn.
41. Brg. Notbrunnen 8 der Stadtwerke Dreieich in Dreieich-Dreieichenhain, niedergebracht 1983, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 79 32/H 55 40 87, Endteufe 50,00 m; Langen-Schichten, unterer Abschn.

Bohrungen, von denen nur Schichtenverzeichnisse vorliegen, die jedoch in bezug auf lithologische Beschreibung, Rotliegend-Verbreitung, Tiefenlage des Rotliegenden, etc. für wichtig gehalten werden.

42. Brg. ‚Dampfmühle‘ bei Dreieich-Sprendlingen, niedergebracht 1892, teilweise gekernt, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 78 91/H 55 41 44, Endteufe 281,00 m (REINACH 1894); Langen-Schichten, oberer u. unterer Abschn., ? Äquivalent der Tholey-Schichten
43. Wassererschließungbrg. der Stadtwerke Dreieich in Dreieich-Philippseich, niedergebracht 1955, Bl. 6018 Langen, R 34 81 16/H 55 38 88, Spülbrg., Endteufe 19,50 m, aufn. SCHMITT (HLB), Archiv HLB; Langen-Schichten, unterer Abschn.
44. Wassererschließungbrg. der Stadtwerke Dreieich in Dreieich-Philippseich, niedergebracht 1953, Bl. 6018 Langen, R 34 80 66/H 55 39 25, Spülbrg., Endteufe 36,50 m, aufn. KEGEL (HLB), Archiv HLB; Langen-Schichten, unterer Abschn.
45. Wassererschließungbrg. im Auftrag der Oberpostdirektion Frankfurt a. M. auf dem Gelände der Post- und Fernmeldeschule, Heusenstamm; niedergebracht 1972, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 85 70/H 55 47 62, Spülbrg., Endteufe 151,40 m, aufn. BÖKE & SOHN (HLB), Archiv HLB; Langen-Schichten, unterer Abschn.
46. Wassererschließungbrg. am östlichen Stadtrand von Darmstadt, niedergebracht 1953, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 47/H 55 26 07, Spülbrg., Endteufe 30,00 m, aufn. BURRE (HLB), Archiv HLB; Langen-Schichten, unterer Abschn.
47. Wassererschließungbrg. der Stadtwerke Langen in Langen, ‚Hainer Weg‘, niedergebracht 1965, Bl. 6018 Langen, R 34 77 80/H 55 39 20, Spülbrg., Endteufe 46,00 m, aufn. GOLWER (HLB), Archiv HLB; Langen-Schichten, unterer Abschn.
48. Mineralwasser-Erschließungbrg. der Fa. Hassia Sprudel in Bad Vilbel, niedergebracht 1936–1938, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost, R 34 81 66/H 55 60 87, teilweise gekernt, Endteufe 322,00 m, nach NÖRING (1955): „Tholeyer Schichten“ u. „Kulm“
49. Wassererschließungbrg. auf dem Gelände der Reutlingerschen Brauerei (heute: Henninger Bräu AG) in Frankfurt a. M., niedergebracht 1891–1893, Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost, ca. R 34 78 30/H 55 51 40, Spülbrg., Endteufe 286,00 m; Schichtenverzeichnis nach REINACH (1894) und KLEMM (1901):
 - 283,00 m „Tertiär“ (basal: „Rupelthon“)
 - 286,00 m „Rotliegendes, Tholeyer Stufe“
50. Baugrunduntersuchungbrg. U 1469 im östlichen Stadtgebiet von Frankfurt a. M., niedergebracht 1981, Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost, R 34 81 286/H 55 55 094, Endteufe 30,00 m; Schichtenverzeichnis nach KÜMMELE (1983):
 - 17,00 m „Meereskalk“
 - 30,00 m „Rotliegendes, Sand- und Tonsteine“
51. Baugrunduntersuchungbrg. U 1329 im östlichen Stadtgebiet von Frankfurt a. M., niedergebracht 1979, Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost, R 34 80 867/H 55 53 619, Endteufe 30,00 m; Schichtenverzeichnis nach KÜMMELE (1983):
 - 14,00 m „Meereskalk“
 - 24,10 m „Melaphyr“
 - 30,00 m „Rotliegendes, Sand- und Tonsteine“
52. Wassererschließungbrg. an der Flugmeldezentrale Dreieich-Götzenhain im Auftrag des Staatsbauamts, Offenbach, niedergebracht 1956, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 80 01/H 55 41 51, Endteufe 37,00 m („Rotliegend-Arkosen“, Schichtenverzeichnis Archiv HLB)

53. Mineralwassererschließungsbgr. der Kaiser Friedrich Quelle AG, Offenbach, ‚Neuhof I‘, niedergebracht 1971/72, Endteufe 300,00 m, aufn. BÖKE (HLB), Archiv HLB:
 - 251,00 m „Rotliegendes, Tonstein bis Konglomerat“
 - 300,00 m „kristallines Grundgebirge“;
 Langen-Schichten, oberer u. unterer Abschnitt, ? Äquivalent der Tholey-Schichten
54. Mineralwassererschließungsbgr. der Kaiser Friedrich Quelle AG, Offenbach, ‚Neuhof II‘, niedergebracht 1972, Endteufe 522,00 m, aufn. BÖKE (HLB), Archiv HLB:
 - 268,00 m „Rotliegendes, Tonstein bis Grottsandstein“
 - 287,00 m „? Kristallin“
 - 522,00 m „Kristallin“;
 Langen-Schichten, oberer u. unterer Abschnitt, ? Äquivalent der Tholey-Schichten
55. Wassererschließungsbgr. (Notbrunnen 55) der Stadtwerke Langen, niedergebracht 1975, Bl. 6018 Langen, R 34 77 26/H 55 38 71, Spülbrg., Endteufe 50,20 m, („Melaphy“), aufn. BÖKE & GOLWER (HLB), Archiv HLB
56. 23 Brg. am Landestheater Darmstadt, niedergebracht 1966, Bl. 6117 Darmstadt West, R 34 74 88/H 55 25 82, Endteufen zwischen 60,00 m und 80,00 m, Schichtenverzeichnisse Archiv HLB (Rotliegendes und Kristallin angetroffen)
57. Brg. Königstädten 1 der BEB, niedergebracht 1956, Bl. 6016 Groß-Gerau, R 34 62 550/H 55 36 679, Endteufe 1823,40 m, Tertiärbasis bei ca. –1818,00 m (vgl. STRAUB 1974)
58. Brg. Königstädten 3 der BEB, niedergebracht 1957, Bl. 6016 Groß-Gerau, R 34 59 819/H 55 36 289, Endteufe 2492,00 m, Tertiärbasis bei ca. 2474,00 m (vgl. STRAUB 1974)
59. Wassererschließungsbgr. ‚Wallau VB 2‘, niedergebracht 1968, Bl. 5916 Hochheim am Main, R 34 56 74/H 55 49 06, Endteufe 80,00 m („Rotliegend-Konglomerate“, KÜMMERLE & SEMMEL 1969)
60. Wassererschließungsbgr. ‚Wallau VB 4‘, niedergebracht 1968, Bl. 5916 Hochheim am Main, R 34 56 10/H 55 49 73, Endteufe 160,00 m (Tertiärbasis bei ca. 46,00 m, bis 160,00 m „Rotliegend-Konglomerate“, KÜMMERLE & SEMMEL 1969)
61. Wassererschließungsbgr. der Gemeinde Breckenheim, niedergebracht 1951, Bl. 5916 Hochheim am Main, R 34 55 02/H 55 49 60, Endteufe 22,00 m, Nach Gutachten MICHELS (Archiv HLB) „Rotliegend-Konglomerate“, sehr untergeordnet „Schiefer-ton“ zum Teil „mit Steinen“
62. Wassererschließungsbgr. ‚Flobwald 1‘, Schwarzbachtal, niedergebracht 1954, Bl. 5916 Hochheim am Main, R 34 59 28/H 55 50 54, Endteufe 60,00 m, nach Schichtenverzeichnis MICHELS (s. KÜMMERLE & SEMMEL 1969) unterhalb 36,00 m „Rotliegend-Konglomerat bis –Breccie“
63. Brg. Jügesheim 1 der BEB, niedergebracht 1957, Bl. 5919 Seligenstadt, R 34 94 372/H 55 42 157, Endteufe 231,50 m (Kristallin)
64. Brg. Stockstadt 33R der BEB, Bl. 6217 Zwingenberg, R 34 64 600/H 55 18 700 (Permokarbon; s. NEGENDANK 1967)

Aufschlüsse und Lesesteinlokalitäten

65. Lesesteinlokalitäten ‚Dianaburg‘ NE Darmstadt-Kranichstein, Bl. 6018 Langen, R 34 78 53/H 55 31 84; Moret-Schichten
66. Lesesteinlokalität Hohlweg ‚Messeler Weg‘, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 83 60/H 55 28 63; Moret-Schichten
67. Steinbruch der OHI ‚Mainzer Berg‘, Bl. 6018 Langen, R 34 83 55/H 55 29 68; Moret-Schichten
68. Grube Messel, NE-Wand, Bl. 6018, Langen, R 34 83 08/H 55 31 60; Moret-Schichten
69. Baugrube der Fa. Kiebert-Ganss, Grube Messel, Bl. 6018 Langen, R 34 82 34/H 55 31 72; Moret-Schichten
70. ehem. Steinbruch ‚Sporneiche‘, ca. 4 km E Messel, Bl. 6018 Langen, R 34 85 60/H 55 34 46; Roßdorf-Schichten
71. ehem. Steinbrüche SE Langen, Bl. 6018 Langen;
 - 71 a, b Steinbruch am Naturfreundehaus, R 34 78 05/H 55 38 43,

- 71 c Steinbruch ‚Naturschutzgebiet‘, R 34 78 12/H 55 38 35;
Langen-Schichten, unterer Abschn.
72. Kanalschürfe im SE Stadtgebiet von Langen, Bl. 6018 Langen, R 34 77 30/H 55 38 10 – R 34 78 00/
H 55 38 71; Langen-Schichten, unterer Abschn.
73. Autobahnböschung entlang der Trassenführung A 661 S der Anschlußstelle Langen, Bl. 6018
Langen, Bereich R 34 78 21/H 55 38 64; Langen-Schichten, unterer Abschn.
74. ehem. Steinbruch NE Offenthal, Bl. 6018 Langen, R 34 83 16/H 55 38 70; Langen-Schichten,
unterer Abschn.
75. ehem. Steinbruch am ‚Spitzeberg‘ N Dietzenbach, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 83 28/H 55 43 30;
Langen-Schichten, unterer Abschn.
76. ehem. Steinbrüche im E Stadtgebiet von Langen Bl. 6018 Langen, R 34 77 83/H 55 38 72; Langen-
Schichten, unterer Abschn.
77. Baugrube ‚Frankfurter Str. 104‘, Dietzenbach, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 83 76/H 55 42 26;
Langen-Schichten, unterer Abschn.
78. ehem. Steinbrüche (heute private Gärten) im nördlichen Gemeindebezirk von Dreieich-
Götzenhain, Bl. 5918 Neu-Isenburg, Bereich R 34 80 50/H 55 40 60; Langen-Schichten, unterer
Abschn.
79. Straßenanschnitt an der Unterführung (Bahnlinie) der B 26 im östlichen Stadtgebiet von
Darmstadt, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 24/H 55 25 98; Langen-Schichten, unterer Abschn.
80. Lesesteinlokalität am Wasserbehälter N Urberach, Bl. 6018 Langen, R 34 84 71/H 5 38 60;
Langen-Schichten, unterer Abschn.
81. Bahneinschnitt NW Traisa, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 98/H 55 23 16; Langen-Schichten,
unterer Abschn.
82. Baugrube ‚In den Gänssäckern 2‘, Traisa, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 79 44/H 55 23 07; Langen-
Schichten, unterer Abschnitt
83. Böschung am Lagerplatz der OHI E Roßdorf, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 83 64/H 55 24 80;
Roßdorf-Schichten
84. Lesesteinlokalität Acker SE ‚Krugsmühle‘ E Roßdorf, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 83 52/H 55 24
93; Roßdorf-Schichten
85. Zwei ehem. Steinbrüche an der ‚Schwedentrainschneise‘ ca. 3 km N Roßdorf, Bl. 6118 Darmstadt
Ost,
85 a Steinbruch R 34 82 80/H 55 27 34
85 b Steinbruch R 34 82 80/H 55 27 40
Roßdorf-Schichten
86. Lesesteinlokalität Hofgut Neuhof (umliegende Äcker), Bl. 5918 Neu-Isenburg, Bereich R 34 80
50/H 55 42 00; Langen-Schichten, oberer Abschn.
87. Lesesteinlokalität Friedhof Dreieichenhain, Bl. 6018 Langen, R 34 78 54/H 55 39 95; Langen-
Schichten, oberer Abschn.
88. Lesesteinlokalität ‚Wingertsberg‘ NE Langen, Bl. 6018 Langen, R 34 77 38/H 55 39 76; Langen-
Schichten, oberer Abschn.
89. Lesesteinlokalität ‚Oppermanns-Wiesen-Schneise‘ am ‚Kohlberg‘ E Darmstadt, Bl. 6118 Darm-
stadt Ost, R 34 78 74/H 55 26 12; Langen-Schichten, unterer Abschn.
90. Neubaugebiet Dietzenbach-Steinberg, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 84 52/H 55 43 74; ‚Melaphyr‘
91. Baugrube ‚Am Rebstock 45‘, Dietzenbach, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 83 50/H 55 40 86;
‚Melaphyr‘
92. Lesesteinlokalität S ‚Kohlberg‘ E Darmstadt, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 78 44/H 55 25 63;
‚Melaphyr‘
93. Baugrube ‚Dieburger Str. 126‘, Darmstadt, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 00/H 55 27 35;
‚Melaphyr‘

94. Baugrube ‚An der Fasaneriemauer 34‘, Darmstadt, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 77 42/H 55 27 57; Langen-Schichten, unterer Abschn.
95. chem. Steinbruch E Darmstadt-Kranichstein, Bl. 6018 Langen, R 34 78 84/H 55 30 47; ‚Melaphyr‘
96. Lesesteinlokalität an der Einfahrt zur ‚Rifle Range‘ S Grube Messel, Bl. 6018 Langen, R 34 82 33/H 55 30 17; ‚Melaphyr‘-Blöcke
97. chem. Steinbruch an der ‚Villa Waldeck‘, Traisa, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 78 26/H 55 22 70; ‚Melaphyr‘
98. Baugrube ‚Wilhelm-Leuschner-Str.‘ (hinter der Kirche), Traisa, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 78 42/H 55 22 50; Langen-Schichten, unterer Abschn.
99. Steinbruch ‚Steinerwald‘ S Groß-Umstadt, Bl. 6119 Groß-Umstadt, R 34 95 66/H 55 23 40; Rhyolith
100. chem. Steinbruch ‚Knosberg‘ E Groß-Umstadt, Bl. 6119 Groß-Umstadt, R 34 96 08/H 55 25 80; Rhyolith
101. chem. Steinbrüche N Oberkinzig (= ‚Forstel-Hummetroth‘ bei BACKHAUS 1961), Bl. 6219 Brensbach, Bereich R 34 96 40/H 55 15 10; Zechstein-Dolomit
102. Weganschnitt S ‚Hammermühle‘, Schwarzbachtal (W-Hang), Bl. 5816 Königstein, R 34 59 00/H 55 51 30; Grobkonglomerat (Wadern-Fazies)
103. chem. Steinbruch NE Langenhain, Bl. 5816 Königstein, R 34 58 04/H 55 52 52; Grobkonglomerat (Wadern-Fazies)
104. Weganschnitt W ‚Krebmühle‘, Schwarzbachtal (W-Hang), Bl. 5816 Königstein, R 34 59 00/H 55 52 30; Grobkonglomerat (Wadern-Fazies)
105. kleiner chem. Steinbruch im Wald E Egelsbach, Bl. 6018 Langen, R 34 78 05/H 55 36 31; Langen-Schichten, unterer Abschn.
106. chem. Kanalschürfe und Baugruben im Neubaugebiet ‚Am Kellerbüschchen‘, Dreieich-Dreieichenhain, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 79 14/H 55 41 35; Langen-Schichten, oberer Abschn.
107. Straßenböschung an der Straße zwischen Groß-Zimmern und Ober-Ramstadt, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 84 15/H 55 23 58; Dieburg-Schichten
108. Lesesteinlokalität am ‚Röderberg‘, NE Ober-Ramstadt, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 83 42/H 55 22 50; Moret-Schichten.
109. Lesesteinlokalität im Wald N Gundernhausen, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 84 26/H 55 27 64; Dieburg-Schichten
110. Kanalschurf, Dietzenbach-Steinberg, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 84 50/H 55 42 70; Langen-Schichten, unterer Abschnitt
111. Bachanschnitt SW Grube Messel, Bl. 6018 Langen, R 34 81 72/H 55 29 75; Moret-Schichten und Langen-Schichten, unterer Abschn.

11. Schriftenverzeichnis

- AHORNER, L., & MURAWSKI, H. (1975): Erdbebenätigkeit und geologischer Werdegang der Hunsrück-Südrand-Störung. – Z. dt. Geol. Ges., **126**: 63–82, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- ALLEN, J. R. L. (1983): Studies in fluvial sedimentation: bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. – Sediment. Geol., **33**: 237–294, 19 Abb.; Amsterdam.
- AMME, D. (1977): Petrographie und Geochemie der permischen Rhyolithe von Groß-Umstadt und von Weinheim. – Diplomarb., 96 S., 45 Abb., 22 Tab.; Hamburg.
- ANDERLE, H.-J. (1974): Block Tectonic Interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. – In: ILLIES, J. H., & FUCHS, K. (1974): Approaches to Taphrogenesis. – Int.-Union Comm. Geodyn., Sci. Rep. **8**: 243–253, 1 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).

- ARIKAS K. (1984): Geochemie und Petrologie der permischen Rhyolithe in Südwestdeutschland (Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet, Odenwald, Schwarzwald) und in den Vogesen. – Unveröff. Habilitationsschrift, 321 S., 107 Abb., 51 Tab.; Hamburg.
- ATZBACH, O. (1976): Geol. Kt. von Rheinland-Pfalz 1:25000. Erl. Bl. 6311 Lauterecken. – 114 S., 12 Abb., 11 Tab.; Mainz.
- & GEIB, K. W. (1972): Zur Gliederung des sedimentären Oberrotliegenden (Nahe-Gruppe) in der Nahe-Mulde. – Mainzer geowiss. Mitt., **1**: 9–16, 5 Abb.; Mainz.
- & SCHWAB, K. (1971): Geol. Kt. von Rheinland-Pfalz 1:25000. Erl. Bl. 6410 Kusel. – 96 S., 8 Abb., 16 Taf.; Mainz.
- BACKHAUS, E. (1961): Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nordodenwald) und einige Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 187–202, 4 Abb.; Wiesbaden.
- (1965): die randliche „Rotliegend“-Fazies und die Paläogeographie des Zechsteins im Bereich des nördlichen Odenwaldes. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 112–140, 7 Abb., Taf. 10; Wiesbaden.
- (1966): Fossilien marinen Einschlags in den sogenannten Rotliegend-Plattenkalken des Sprendlinger Horstes. – Z. dt. Geol. Ges., **116**: 950–953; Hannover.
- BERTHOLD, G., NAIRN, A. E. M., & NEGENDANK, J. W. F. (1975): A paleomagnetic investigation of some igneous rocks of the Saar-Nahe-Basin. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**: 134–150; Stuttgart.
- BLUM, R. (1986): Eine refraktionsseismische Interpretation der Ersteinsatzzeiten des DEKORP-2-Profiles in der Wetterau. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 287–294, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BÖKE, E. (1971/72): Unveröff. Schichtenverzeichnis der Bohrung ‚Hofgut Neuhof I‘ der Kaiser Friedrich Quelle AG (Offenbach); Archiv Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.; Wiesbaden.
- & DIEDERICH, G. (1972): Unveröff. Schichtenverzeichnis der Bohrung ‚Hofgut Neuhof II‘ der Kaiser Friedrich Quelle AG (Offenbach); Archiv Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.; Wiesbaden.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. – 158 S., 77 Abb., 8 Tab., 4 Taf.; Stuttgart (Enke).
- BOY, J. A. (1976). Überblick über die Fauna des saarpfälzischen Rotliegenden (Unter-Perm). – Mainzer geowiss. Mitt., **5**: 13–85, 41 Abb.; Mainz.
- & FICHTER, J. (1982): Zur Stratigraphie des saarpfälzischen Rotliegenden (? Oberkarbon–Unter-Perm; SW-Deutschland). – Z. dt. geol. Ges., **133**: 607–642, 7 Abb.; Hannover.
- & HARTKOPF, C. (1985): Ist eine Grenzziehung Karbon-Perm in Mittel- und Westeuropa möglich? – (Vortrag Tag. d. Subkommiss. f. Karbonstratigr., 19. 9. 1985 in Nohfelden-Bosen/Saarland).
- BRAND, E., et al. (1976): Die Tiefbohrung Saar 1. – Geol. Jb., **A 27**: 1–549; Hannover.
- BROCK, T. D. (1976): Environmental microbiology of living stromatolites. – Dev. in Sedimentology, **20** (Stromatolites): 141–148, 1 Tab.; Amsterdam–Oxford–New York (Elsevier).
- BULL, W. D. (1964). Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno Country, California. – U. S. Geol. Surv., Prof. Paper **352-E**: 89–129; Washington.
- (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. – In: RIGBY, K. J., & HAMBLIN, W. K. (1972). Recognition of ancient sedimentary environments. – SEPM-Spec. Publ., **16**: 68–83, 16 Abb.; Tulsa/Oklahoma.
- (1977): The alluvial fan environment. – Progr. Phys. Geogr., Vol. **1**: 222–270; London (Arnold).
- CANT, D. J., & WALKER, R. G. (1976): Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Québec. – Can. J. Earth Sci., **13** (1): 102–119, 16 Abb., 5 Tab.; Ottawa/Ont.
- (1978): Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. – Sedimentology, **25**: 625–648; Oxford (Blackwell).
- CHELIUS, C. (1886a): Erl. geol. Kt. Großherzogt. Hessen, 1:25000, Bl. Messel. – 68 S.; Darmstadt.
- (1886b): Erl. geol. Kt. Großherzogt. Hessen, 1:25000, Bl. Roßdorf. – 103 S.; Darmstadt.
- (1891): Erl. geol. Kt. Großherzogt. Hessen, 1:25000, Bl. Darmstadt. – 80 S.; Darmstadt.

- CODE-COMMITTEE der Stratigraphischen Kommission der DUGW (1977): Stratigraphische Richtlinien. – *Newsl. Stratigr.*, **6**: 131–151; Berlin–Stuttgart.
- DECORP-RESEARCH GROUP (1985). Presentation of data sections. – *Abstr. 2nd Int. Symp. Observation of the Continental Crust through Drilling*, 4 oct., 4–6, **1985**, Seeheim: 41; Bonn.
- EGGLESTON, J. R., & DEAN, W. E. (1976). Freshwater stromatolitic bioherms in Green Lake, New York. – *Dev. in Sedimentology*, **20** (Stromatolites): 479–488; Amsterdam–Oxford–New York (Elsevier).
- EIDT, T. (1984). Sedimentologische Untersuchungen der Oberrotliegend-Psammiten und Pelite der Nahe-Mulde (oberhalb der Vulkanit-Serien). – *Unveröff. Diplomarb.*, 143 S.; Mainz.
- FABRICIUS, F. (1967): Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, **56** (1): 140–170, 10 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
- FALKE, H. (1954): Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen Unterrotliegenden. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **99**: 298–360, 2 Abb., 2 Tab., 1 Prof.; Stuttgart.
- (1966): Zur Frage der Ausdehnung und faziellen Entwicklung des Saarkarbons nach Nordosten. – *Z. dt. geol. Ges.*, **117**: 72–100, 11 Abb.; Hannover.
- (1969). Zur Paläogeographie des nördlichen Oberrheingraben zur Zeit des Rotliegenden. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 130–151, 4 Abb.; Wiesbaden.
- (1971): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **60**: 223–234, 4 Taf.; Wiesbaden.
- (1974a): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. – *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F.*, **56**: 1–14; Stuttgart.
- (1974b): Die Grenzziehung zwischen Oberkarbon und Rotliegendem im Bereich des kontinentalen Perms von West- und Mitteleuropa. – *Bull. Soc. belge Géologie, T.* **83**, fasc. 4: 215–233, 1 fig.; Bruxelles.
- & KNEUPER, G. (1972). 2. Das Karbon in limnischer Entwicklung. – *VII.eme Congr. intern. Stratigr. Géol. Carbonifère, Krefeld 1971*, **1**: 49–67; Krefeld.
- FICHTER, J., & KOWALCZYK, G. (1983). Tetrapodenfährten aus dem Rotliegenden der Wetterau und ihre stratigraphische Auswertung. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **12**: 123–158, 39 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- FISHER, R. V., & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic Rocks*. – 472 S., 339 Abb.; Berlin (Springer).
- FOTT, B. (1971): *Algenkunde*. – 581 S.; Stuttgart (G. Fischer).
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1977). *Sedimente und Sedimentgesteine*. – 3. Aufl., 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GALLOWAY, W. E., & HOBDAV, D. K. (1983): *Terrigenous clastic depositional systems. Application to Petroleum, coal, and Uranium exploration*. – 423 S., 237 Abb.; New York–Berlin–Heidelberg (Springer).
- GEINITZ, H. B. (1861/1862): *Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. Teil I und II*. – 342 S.; Leipzig (W. Engelmann).
- (1889): *Petrefactenfunde im Rothliegenden*. – *N. Jb. Mineral., Geol. u. Palaeontol.*, Jg. 1889, 2. Band: 193–194; Stuttgart.
- GLENNIE, K. W. (1970): *Desert sedimentary environments*. – *Dev. in Sedimentology*, **14**, 222 S.; Amsterdam (Elsevier).
- GOLUBIC, S., & BARGHOORN, E. S. (1977): *Interpretation of microbial fossils with special reference to the Precambrian*. – In: FLÜGEL, E. (ed.) (1977): *Fossil Algae*. – 1–14; Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- GOLWER, A., & SEMMEL, A. (1980): *Erl. geol. Kt. Hessen, 1:25000, Bl. 5917 Kelsterbach*. – 3. Aufl., 221 S., 17 Abb., 17 Tab., 3 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- GOUDIE, A. S. (1983). *Calcrete*. – In: GOUDIE, A. S., & PYE, K. (ed.) (1983): *Chemical Sediments and Geomorphology*. – 93–131; London (Academic Press).
- GRIM, R. E., & GÜVEN, N. (1978): *Bentonites*. – *Dev. in Sedimentology*, **24**, 256 S.; Amsterdam (Elsevier).

- HABICHT, H. (1966): Die permo-karbonischen Aufschlußbohrungen der Nahe-Senke, des Mainzer Beckens und der Zweibrücker Mulde. – Z. dt. geol. Ges., **115**: 631–649, Taf. 15; Hannover.
- HAGEL, U. (in Vorber.): Geologische Kartierung im Gebiet zwischen Grube Messel und Roßdorf (Südhessen). – Diplomarb.; Frankfurt a. M.
- HANER, B. E. (1984): Santa Ana River: an example of a sandy braided floodplain system showing sediment source area imprintation and selective sediment modification. – *Sedimentary Geology*, **38** (1): 247–261, 8 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, A. G., & WALTERS, R. (1982): A geologic time scale. – 131 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- HAUBOLD, H. (1980): Die biostratigraphische Gliederung des Rotliegenden (Permosiles) im mittleren Thüringer Wald. – *Schr.-R. geol. Wiss.*, **16**: 331–356; Berlin.
- (1982): Vertebraten (Wirbeltiere). – In: HAUBOLD, H. (Hrsg.) (1982): Die Lebewelt des Rotliegenden. – 164–222; Wittenberg Lutherstadt (Ziemsen).
- HEIM, D. (1961). Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verteilung. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **89**: 377–399, 4 Tab., 25 Taf.; Wiesbaden.
- (1971). Über den „Hygrophyllit“ im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, ein Beitrag zur Diagenese pyroklastischer Gesteine. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **32**: 149–164, 4 Abb., 4 Tab.; Heidelberg.
- HESS, J. C. (1985): Stellung des Permokarbons im Saar-Nahe-Gebiet aufgrund isotopischer Daten. – Vortrag, Tag. d. Subkomm. f. Karbonstratigr., 19. 9. 1985; Nohfelden-Bosen/Saarland.
- HOOKE, R. B. Jr (1967). Processes on arid-region alluvial fans. – *J. Geol.*, **75**: 438–460, 10 Abb., 7 Tab.; Chicago/Illinois.
- ILLIES, J. H. (1962): Oberrheinisches Grundgebirge und Rheingraben. – *Geol. Rdsch.*, **52**: 317–332; Stuttgart.
- JORDAN, F.-J., KOCH, E. (1984). Neue seismische und strukturelle Ergebnisse zur Geologie des Saar-Nahe-Gebietes. – *Erdoel-Erdgas*, 100. Jg., **6**: 222–228, 10 Abb.; Hamburg.
- (1985). Neue seismische und strukturelle Ergebnisse zur Geologie des Saar-Nahe-Gebietes. – Vortrag, 14. 11. 1985, Geol. Inst.; Mainz.
- KELCH, H. J., & REIBLE, P. (1976). 5. Beschreibung der Spülproben und Kerne der Bohrung Saar 1. – *Geol. Jb.*, **A 27**: 29–89; Hannover.
- KERP, H., & FICHTER, J. (1985): Die Makroflora des saarpfälzischen Rotliegenden (? Ober-Karbon – Unter-Perm; SW-Deutschland). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **14**: 159–286; Mainz.
- KIRSCH, H. (1984): Die Alter einiger variscischer Plutonite und Vulkanite des Odenwaldes und des nördlichen Oberrheingrabens ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen). – *Unveröff. Diplomarb.*, 122 S.; Heidelberg.
- KLEMM, G. (1894): Erl. geol. Kt. Großherzogt. Hessen, 1:25000, Bl. Babenhausen. – Lfg. III; Darmstadt.
- (1901): Erl. geol. Kt. Großherzogt. Hessen, 1:25000, Bl. Kelsterbach und Neu-Isenburg. – 75 S.; Darmstadt.
- (1911): Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes und der Bergstraße, 1:100000. – Darmstadt.
- (1912): Erl. geol. Kt. Großherzogt. Hessen, 1:25000, Bl. Roßdorf. – 2. Aufl., 111 S.; Darmstadt.
- (1938). Erl. geol. Kt. Hessen, 1:25000, Bl. Roßdorf. – 3. Aufl., 114 S.; Darmstadt.
- KOWALCZYK, G. (1983). Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – *Geol. Abh. Hessen*, **84**, 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- KOZUR, H. (1980): Die Korrelation des Rotliegenden und Zechsteins von Mittel- und Westeuropa mit der marinen Standard-Gliederung.-*Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck*, **9**: 353–371; Innsbruck.
- KREBS, W. (1976): Zur geotektonischen Position der Bohrung Saar 1. – *Geol. Jb.*, **A 27**: 489–498, 124 Abb.; Hannover.

- KREUZER, H., & HARRE, W. (1975): K/Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des Kristallinen Odenwaldes. – Aufschluß, Sb. **27** (Odenwald): 71–77; Heidelberg.
- KÜMMERLE, E. (1983). Der „Meereskalk“ (Mitteloligozän) von Frankfurt a. M.–Offenbach–Bad Vilbel. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 203–217, 1 Taf.; Wiesbaden.
- & SEMMEL, A. (1969). Erl. geol. Kt. Hessen, 1:25000, Bl. 5916 Hochheim a. Main. – 3. Aufl., 209 S., 19 Abb., 17 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KULICK, J., et al. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**: 3–223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- LATTMAN, L. H. (1973): Calcium carbonate cementation of alluvial fans in Southern Nevada. – Geol. Soc. Amer., Bull., **84**: 3013–3028; Tulsa/Oklahoma.
- LEINFELDER, R. R. (1985): Cyanophyte Calcification Morphotypes and Depositional Environment (Alenquer Oncolite, Upper Kimmeridgian ?, Portugal). – Facies, **12**: 253–274, 3 Abb., 2 Tab.; Erlangen.
- LEPPLA, A. (1924): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Staaten, Bl. Königstein. – Lfg. **15**: 56 S.; Berlin.
- & STEUER, A. (1923): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Staaten, Bl. Hochheim–Raunheim. – Lfg. **15**: 56 S.; Berlin.
- LEPSIUS, R. (o. J.) Aus der Urgeschichte des Taunus. – Sdr.-Abdruck als Reclams Universum, 28 Jg., Heft **32**: 4 S.; (Erscheinungsort und -jahr unbekannt).
- LIPPOLT, H. J. (1980): A. Regionale Geochronologie. – In: KIRSTEN, T. (Hrsg.) (1980): Geophysik in Heidelberg, eine Darstellung der Arbeitsgebiete und bisherigen Ergebnisse Heidelberger Institute zur Geophysik. – 28.–38. Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss., Math. nat. Kl., 1979/80, 4 Abh., 112 S.; Heidelberg.
- (1986). Nachweis altpaläozoischer Primäralter (Rb-Sr) und karbonischer Abkühlungsalter (K-Ar) der Muskovit-Biotit-Gneise des Spessarts und der Biotit-Gneise des Böllsteiner Odenwaldes. – Geol. Rdsch., **75/3**: 569–583, 6 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- & HESS, J. C. (1983). Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe-Rotliegend volcanism. I. $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigations. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983** (12): 713–730; Stuttgart.
- & RACZEK, I. (1979): Isotopische Altersbestimmungen an vulkanischen Biotiten des Saar-Nahe-Perm. – Fortschr. Mineral., **57** (1): 87 S.; Stuttgart.
- LISTER, G. S., ETHERIDGE, M. A., & SYMONDS, P. A. (1986): Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. – Geology, **14** (3). 246–250; Boulder/Colorado.
- LOGAN, B. W., REZAK, R., & GINSBURG, R. N. (1964): Classification and environment significance of algal stromatolites. – J. of Geology, **72**: 68–83; Chicago.
- LORENZ, V. (1973): Zur Altersfrage des Kreuznacher Rhyolithes unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie und Überschiebungstektonik in seiner südlichen Umrandung (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**: 139–164; Stuttgart.
- MARELL, D. (1982). Geologie des Gebietes zwischen Schöneck-Kilianstädten und Nidderau-Heldenbergen (Wetterau) mit besonderer Berücksichtigung des Rotliegenden. – Diplomarb., 225 S.; Frankfurt a. M.
- & KOWALCZYK, G. (1986): Höheres Rotliegendes in der Wetterau – Gliederung und Sedimentologie. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 227–248, 8 Abb.; Wiesbaden.
- MARTENS, T. (1984). Zur Taxonomie und Biostratigraphie der Conchostraca (Phyllozoa, Crustacea) des Rotliegenden (oberstes Karbon bis Perm) im Saar-Nahe-Gebiet. – Freiburger Forschungshefte, **C 391**: 35–57; Leipzig.
- MEYER-MARSILIUS, H. J. (1986): Die moderne Nomenklatur der pyroklastischen Ablagerungen. – Aufschluß, **37**: 101–108; Heidelberg.
- MIALL, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. – In: MIALL, A. D. (ed.) (1978): Fluvial sedimentology. – Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir **5**: 597–604, 1 Abb., 2 Tab.; Calgary.

- MICHELS, F. (1930): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Bl. Frankfurt/Main-Ost-Offenbach. – 88 S.; Berlin.
- MINNING, M. E., & LORENZ, V. (1983): Rotliegend-Ignimbrite in der Primsmulde (Saar-Nahe-Senke/Südwestdeutschland). – Mainzer geowiss. Mitt., **12**: 261–290; Mainz.
- MONTY, C. L. V. (1976): The origin and development of cryptalgal fabrics. – In: WALTER, M. R. (ed.) (1976): Stromatolites. – Dev. in Sedimentology, **20**: 193–249; Amsterdam–Oxford–New York (Elsevier).
- MURAWSKI, H. (1960): Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 294–342, 3 Abb.; Wiesbaden.
- (1963): Die Bedeutung der „Kinzigtalzone“ als Scharnierbereich zwischen der (Spessart-) Schwelle und dem nördlich vorgelagerten (Hessischen) Becken. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 217–230, 4 Abb., Taf. 21; Wiesbaden.
- (1964): Der Spessart als Teilgebiet der Mitteldeutschen Schwelle. – Geol. Rdsch., **54**: 835–852, 2 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- (1975): Die Grenzzone Hunsrück/Saar-Nahe-Senke als geologisch-physikalisches Problem. – Z. dt. geol. Ges., **126**: 49–62, 6 Abb.; Hannover.
- NEGENDANK, J. F. W. (1967): Untersuchungen an den Kernproben der Bohrung Olm 1 und Vergleich in dieser Bohrung auftretenden Magmatite mit Proben tertiärer und permischer (rotliegender) Magmatite aus dem Oberrheingraben und dem Sprendlinger Horst.-Unveröff. Diss., 124 u. 44 S.; Mainz.
- (1968): Zur Petrographie permischer Magmatite im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 236–249, 3 Tab.; Wiesbaden.
- NICKEL, E. (1985): Carbonates in alluvial fan systems: An approach to physiography, sedimentology and diagenesis. – Sedimentary Geology, **42**: 83–104, 5 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
- NÖRING, F. (1955): Offene stratigraphische Fragen des Rotliegenden von Südwesthessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 157–166; Wiesbaden.
- ODIN, G. S., & GALE, N. H. (1982): Mise à jour de l'échelle des temps calédoniens et hercyniens. – C. R. Acad. Sci. Paris, **294**, Sér. II: 453–456; Paris.
- PERYT, T. M. (1983): Classification of Coated Grains. – In: PERYT, T. M. (ed.) (1983): Coated Grains. – 3–6; Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo (Springer).
- PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary Rocks. – 628 S.; New York–Evanston–San Francisco–London (Harper & Row).
- PICARD, M. D., & HIGH, L. R. (1973): Sedimentary structures of ephemeral streams. – Dev. in Sedimentology, **17**: 223 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PLEIN, E. (1978): Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 71–79, 10 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- RADWANSKI, A., & SZULCZEWSKI, M. (1966): Jurassic stromatolites of the Villany Mountains (Southern Hungary). – Ann. Univ. Sci. Budapest Rolando Eötvös, Sect. Geol., **9**: 87–107, 6 Taf.; Budapest.
- RAST, U., & SCHÄFER, A. (1978): Deltaschüttungen in Seen des höheren Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – Mainzer geowiss. Mitt., **6**: 121–159, 24 Abb., 4 Prof.; Mainz.
- v. REINACH, A. (1892): Das Rothliegende in der Wetterau und sein Anschluß an das Saar-Nahe-Gebiet. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **8**, 34 S.; Berlin.
- (1894): Resultate einiger Bohrungen, die in den Jahren 1891–93 in der Umgebung von Frankfurt a. M. ausgeführt wurden. – Ber. Senckenberg. naturforsch. Ges., **1894**: 17–42; Frankfurt a. M.
- (1900): Über einige Versteinerungs-Fundpunkte im Bereich des Taunus. – Z. dt. geol. Ges., **75** (B): 165–166; Berlin.
- RICHTER, D. K. (1983a): Calcareous Ooids: A Synopsis. – In: PERYT, T. M. (ed.) (1983): Coated Grains. – 71–99; Berlin–Heidelberg–New York (Springer).

- (1983b). Classification of Coated Grains: Discussion. – In: PERYT, T. M. (ed.) (1983): Coated Grains. – 7–8; Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): The Oberrhein Graben in its European and Global Setting. – In: ILLIES, J. H., & FUCHS, K. (ed.) (1974): Approaches to Taphrogenesis. – Int.-Union Commission on Geodyn., Sci.-Report No. 8: 13–43, 11 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- RUST, B. R., & KOSTER, E. H. (1984): Coarse Alluvial Deposits. – In: WALKER, R. G. (ed.) (1984): Facies Models. – Geosci. Canada, Reprint series 1 (2nd ed.): 53–69, 18 Abb., 1 Tab.; Toronto/Ontario.
- SCHÄFER, A. (1980): Sedimenttransport im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens (Oberkarbon und Unterrotliegendes) – Konsequenzen für die Entwicklung des Ablagerungsraumes. – Z. deutsch. geol. Ges., **131/3**: 815–841, 10 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – Mainzer geowiss. Mitt., **15**: 239–365, 63 Abb., 1 Tab., 29 Prof.; Mainz.
- & STAPF, K. R. G. (1978): Permian Saar-Nahe-Basin and recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. – Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **2**: 83–107; Oxford.
- SCHENK, E. (1974): Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen. Ein Beitrag zur tektonischen Analyse der Riftsysteme. – In: ILLIES, J. H. & FUCHS, K. (ed.) (1974): Approaches to Taphrogenesis. – Int.-Union Commission on Geodyn., Sci-Report No. 8: 286–302; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHMID, R. (1981): Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments (Recommendations of the IUGS) Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks). – Geol. Rdsch., **70** (2): 794–799, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHNEIDER, J. (1983): Die Blattodea (Insecta) des Paläozoikums, Teil I: Systematik, Ökologie und Biostratigraphie. – Freiburger Forsch.-Hefte, **C 391**: 106–146; Leipzig.
- (1984): Die Blattodea des Paläozoikums, Teil II: Morphogenese der Flügelstrukturen und Phylogenie.-Freiburger Forsch.-Hefte, **C 391**: 5–34; Leipzig.
- , SIEGEMUND S., & GEBHARDT, u. (1984): Paläontologie und Genese limnischer Schill- und Algenkarbonate in der Randfazies der kohleführenden Wettiner Schichten (Oberkarbon, Stefan C) des NE-Saaletroges. – Hall. Jb. f. Geowiss., **9**: 35–51, 3 Abb., 6 Fot., 1 Tab.; Gotha (VEB Haack).
- SCHUMM, S. A. (1977): The fluvial system. – 338 S.; New York (Wiley & Sons).
- SOLLE, G. (1966): Rezente und fossile Wüste. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 54–121, 13 Abb., Taf. 5–11; Wiesbaden.
- STAPF, K. R. G. (1973): Limnische Stromatolithen aus dem pfälzischen Rotliegenden. – Mitt. Pollichia, **III**; **20**: 103–112; Bad Dürkheim.
- (1982): Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell. – Mitt. Pollichia, **70**: 7–64; Bad Dürkheim.
- & STRACK, D. (1980): Zur Tektonik der Nahe-Mulde im Raum Bad Kreuznach. – Oberrhein. geol. Abh., **29**: 29–50; Karlsruhe.
- STEINEGGER, U. (1977): Zur Geologie der nordöstlichen Nahe-Mulde unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie der Waderner Schichten im Raum Burglayen – Münster-Sarmsheim – Langenlonsheim. – Diplomarb., 177 S.; Mainz.
- STENGER, B. (1958): Geologische Untersuchungen im „Vordevon“ des Gebietes zwischen Eppstein und Lorsbach i. Ts. (Bl. Königstein). – Diplomarb., 59 S.; Frankfurt a. M.
- STRACK, D., & STAPF, K. R. G. (1980): Ist der Kreuznacher Sandstein des Rotliegenden äolisch oder fluviatil entstanden? – Geol. Rdsch., **69**: 892–921; Stuttgart.
- STRAUB; E. (1974): Tieferer Untergrund des Oberrheingrabens. – In: SCHMITT, O., & STEUER, A. (1974): Erl. geol. Kt. Hessen, 1:25000, Bl. 6016 Groß-Gerau. – 43–48, Abb. 2 u. 3; Wiesbaden.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. – N. Jb. Miner., Abh., **107**: 144–240; Stuttgart.

- SZULCZEWSKI, M. (1967): Stromatolitic structures within Middle Jurassic transgressive deposits at Wola Morawicka (southern margins of the Holy Cross Mountains, Central Poland). – *Ann. Soc. Géol. Pologne*, **37/4**: 515–528; Krakow.
- TECKLENBURG, I. (1886): Bemerkung zum Rotliegenden in Offenbach. – *Z. dt. geol. Ges.*, **1886**: 681; Berlin.
- (1889): *Handbuch der Tiefbohrkunde*. Bd. III. – I. Aufl.; Leipzig.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., & LORENZ, V. (1983): Inkohlung und Inkohlungsgradienten im Permokarbon der Saar-Nahe-Senke. – *Z. dt. geol. Ges.*, **134**: 153–210, 13 Abb., 8 Tab.; Hannover.
- THEOBALD, G., & LUDWIG, R. (1858a): *Erl. geol. Spec. Kt. Großherzogt. Hessen*, 1:50000, Sect. Offenbach; Darmstadt.
- (1858b): *Erl. geol. Spec. Kt. Großherzogt. Hessen*, 1:50000, Sect. Dieburg; Darmstadt.
- THIEL, G. A. (1945): Mechanical effects of stream transportation on mineral grains of sand size (Abstr.). – *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **56**: 1207; Tulsa/Oklahoma.
- TODT, W. (1979): U-Pb-Datierungen an Zirkonen des kristallinen Odenwaldes. – *Fortschr. Miner.*, **57** (1): 153–154; Stuttgart.
- TRÖGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2. – 2. Aufl., 822 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1. – 4. Aufl., 188 S., 264 Abb., 112 Diagr., 3 Beil.; Stuttgart (Schweizerbart).
- VELDE, B. (1985): Clay minerals. – *Dev. in Sedimentology*, **40**, 427 S.; Amsterdam–Oxford–New York–Tokyo (Elsevier).
- WALKER, T. R. (1976): Diagenetic origin of continental red beds. – In: FALKE, H. (ed.) (1976): *The Continental Permian in Central, West, and South Europe*. – 240–282; Dordrecht (Reidel).
- WALTER, M. R. (ed.) (1976): Stromatolites. – *Dev. in Sedimentology*, **20**, 790 S.; Amsterdam–Oxford–New York (Elsevier).
- WASSON, J. R. (1977): Last-glacial alluvial fan sedimentation in the Lower Derwent Valley, Tasmania. – *Sedimentology*, **24**: 781–799; Oxford (Blackwell).
- WEDEPOHL, K. H. (ed.) (1974): *Handbook of Geochemistry*. – Vol. II–4; Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- WEHRENS, K. (1985): Sedimentologische Untersuchungen im karbonischen Alluvialfächer von Düppenweiler/Saar. – Diss., Beih. zur geol. Landesaufnahme des Saarlandes, **5**, 304 S., 146 Abb.; Saarbrücken.
- WEISS, C. E., & GREBE, H. (1889): *Erl. geol. Spec. Kt. Bl. Lebach, Wahlen, Wadern, Langenlonsheim*; Berlin.
- WIESNER, E. (1963): Geologische Untersuchungen im Horst der Hohen Straße. – Diplomarb., 178 S.; Frankfurt a. M.
- WINTER, J. (1981): Exakte tephrostratigraphische Korrelation mit morphologisch differenzierten Zirkonpopulationen (Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Eifel-Ardennen). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **162** (1): 97–136, 9 Abb.; Stuttgart.
- (1984): Identifizierung von Keratophyr-Horizonten durch Tracht und Habitus ihrer Zirkone (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – *Z. dt. geol. Ges.*, **135**: 501–527, 6 Abb., 2 Taf.; Hannover.

Anschrift des Verfassers:

Dr. D. MARELL
Geologisch-Paläontologisches Institut
der Johann Wolfgang Goethe-Universität
Senckenberg-Anlage 32-34
6000 Frankfurt am Main

- 31: RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf., DM 8,-.
- 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 1 Tab., 2 Taf., DM 11,-.
- 33: KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf., DM 14,80.
- 34: STÖPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf., DM 14,-.
- 35: MATTHESS, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab., DM 7,60.
- 36: STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 1961. 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf., DM 9,-.
- 37: ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab., DM 6,80.
- 38: ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., DM 22,60.
- 39: MEISCHNER, KL.-D.: Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). 1962. 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf., DM 11,60.
- 40: HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf., DM 9,-.
- 41: WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. 1964. 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., DM 12,-.
- 42: KÜTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1-20, erschienen 1916-1939. 1963. 58 S., 1 Taf., DM 7,60.
- 43: EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf., DM 7,60.
- 44: JACOBSHAGEN, E., HUCKRIEDE R., & JACOBSHAGEN, V.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 1963. 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf., DM 12,-.
- 45: KÜMMERLE, E.: Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel-West). 1963. 72 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf., DM 9,40.
- 46: SCHENK, E.: Die geologischen Erscheinungen der Subfusions des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf., DM 7,60.
- 47: HÖLTING, B., & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf., DM 5,60.
- 48: DIEDERICH, G., LAEMMLEN, M., & VILLWOCK, R.: Das obere Biebental im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. 1964. 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kte., DM 7,20.
- 49: KÜTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 4. Folge, Hefte 1-35, erschienen 1880-1914. 1965. 56 S., 1 Taf., DM 6,60.
- 50: ZAKOSEK, H. u. a.: Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. 1967. 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas. Nur noch Atlas lieferbar, DM 8,-.
- 51: MATTHESS, G.: Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. 1966. 87 S., 11 Abb., 10 Tab., DM 10,-.
- 52: BERG, D. E.: Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus*?, aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. 1966. 105 S., 11 Abb., 6 Taf., DM 11,20.
- 53: HÖLTING, B.: Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). 1966. 59 S., 7 Abb., 9 Tab., DM 7,-.
- 54: SOLLE, G.: Hederelloidea (Cyclostomata) und einige ctenostome Bryozoen aus dem Rheinischen Devon. 1968. 40 S., 1 Tab., 5 Taf., DM 5,-.
- 55: SCHNEIDER, J.: Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). 1969. 124 S., 24 Abb., 1 Taf., DM 15,-.
- 56: HORST-FALKE-Festschrift. 1970. 228 S., 71 Abb., 10 Tab., 23 Taf., 1 Bild, DM 14,-.
- 57: MEISL, S.: Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. 1970. 93 S., 70 Abb., 2 Tab., DM 11,-.
- 58: MATTHESS, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. 1970. 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf., DM 12,-.
- 59: SOLLE, G.: *Brachyspirifer* und *Paraspirifer* im Rheinischen Devon. 1971. 163 S., 1 Diagr., 20 Taf., DM 30,-.
- 60: HEINZ-TOBIEN-Festschrift. 1971. 308 S., 58 Abb., 12 Tab., 32 Taf., 1 Bild, DM 24,-.
- 61: WIRTZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. 1972. 159 S., 2 Abb., 21 Tab., DM 19,-.
- 62: BUGGISCH, W.: Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). 1972. 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf., DM 16,-.

- 63: THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. 1972. 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf., DM 12,-.
- 64: STEPHAN-HARTL, R.: Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederräder-Schleusenkammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. 1972. 97 S., 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf., DM 21,-.
- 65: BOY, J. A.: Die Branchiosaurier (Amphibia) des saarpfälzischen Rotliegenden (Perm, SW-Deutschland). 1972. 137 S., 70 Abb., 2 Tab., 2 Taf., DM 17,-.
- 66: BARTH, H.: Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). 1972. 85 S., 16 Abb., 11 Tab., 8 Taf., DM 12,-.
- 67: KUSTER-WENDENBURG, E.: Die Gastropoden aus dem Meeressand (Rupelium) des Mainzer Tertiärbeckens. 1973. 170 S., 8 Taf., DM 21,-.
- 68: NEUFFER, FR. O.: Die Bivalven des Unteren Meeressandes (Rupelium) im Mainzer Becken. 1973. 113 S., 13 Taf., DM 25,-.
- 69: WALTER, H.: Hydrogeologie und Wasserhaushalt im oberen Horlofftal (westlicher Vogelsberg). 1974. 104 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf., DM 25,-.
- 70: AZIMI, M. A., HILALI, E.-A., HUSCHMAND A., KRÜGER, H., PICKEL, H.-J., SCHARPF, H.-J., SCHEWE, L., WAGNER, H.-R.: Beiträge zur Hydrologie von Hessen. 1974. 198 S., 60 Abb., 37 Tab., 2 Taf., DM 35,-.
- 71: BAHLO, E.: Die Naegertierfauna von Heimersbach bei Alzey (Rheinessen, Westdeutschland) aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberoligozän und ihre stratigraphische Stellung. 1975. 182 S., 43 Abb., 11 Tab., DM 25,-.
- 72: MATHEIS, J.: Kartographische Bearbeitung geologischer und bodenkundlicher Karten. Von der Manuskriptkarte zur Druckvorlage. 1975. 68 S., 22 Abb., 3 Taf., 5 Beil., DM 24,-.
- 73: GOLWER, A., KNOLL, K.-H., MATTHESS, G., SCHNEIDER, W., WALLHÄUSSER K. H.: Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe. 1976. 131 S., 23 Abb., 34 Tab., 2 Taf., DM 20,-.

Geologische Abhandlungen Hessen

- 74: SOLLE, G.: Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. 1976. 264 S., 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt., DM 45,-.
- 75: BOENIGK, W., et al.: Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. 1977. 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf., DM 16,-.
- 76: MOAYEDPOUR, E.: Geologie und Paläontologie des tertiären „Braunkohlenlagers“ von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). 1977. 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf., DM 32,-.
- 77: SOBOTH, E.: Lang- und kurzperiodische Änderungen der Grundwasserbeschaffenheit und der Quellschüttung während 20jähriger Beobachtungen in der Frankenberger Bucht (Hessen). 1978. 39 S., 17 Abb., 5 Tab., 6 Taf., DM 9,-.
- 78: JANSSEN, R.: Revision der Bivalvia der Oberoligozäns (Chattium, Kasseler Meeressand). 1979. 181 S., 1 Abb., 4 Taf., DM 33,-.
- 79: HOMRIGHAUSEN, R.: Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon-Unterkarbon). 1979. 84 S., 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf., DM 27,-.
- 80: WITTEN, W.: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ / δ bis III α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. 1979. 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf., DM 23,-.
- 81: EHRENBERG, K.-H., et al.: Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen), Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2a (Hasselborn). 1981. 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf., DM 40,-.
- 82: BOTTKE, H., & POLYSOS, N.: Die Altenbürener Störungszone und der nördliche Teil der Briloner Scholle im tektonischen Photolineationsmuster des nördlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). 1982. 50 S., 21 Abb., 2 Tab., DM 10,-.
- 83: WEBER, J., & HOFMANN, U.: Kernbohrungen in der eozänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. 1982. 58 S., 3 Taf., DM 12,-.
- 84: KOWALCZYK, G.: Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. 1983. 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf., DM 24,-.
- 85: SCHRAFT, A.: Quantitative Wasserhaushaltsbetrachtungen im Einzugsgebiet der Elz (SE-Odenwald/Bauland). 1984. 60 S., 13 Abb., 13 Tab., DM 9,-.
- 86: REITZ, E.: Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. 1985. 36 S., 11 Abb., 11 Taf., DM 13,-.
- 87: DIEDERICH, G., et al.: Erläuterungen zu den Übersichtskarten 1:300000 der Grundwasserergiebigkeit, der Grundwasserbeschaffenheit und der Verschmutzungsempfindlichkeit des Grundwassers von Hessen. 1985. 51 S., 2 Abb., 3 Tab., 3 Kt., DM 20,-.
- 88: AMLER, M. R. W.: Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. 1987. 339 S., 37 Abb., 16 Tab., 10 Taf., DM 50,-.