

Numerische Simulation der geologischen Entwicklungsgeschichte des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens

Von der Fakultät für Bergbau, Hüttenwesen und Geowissenschaften
der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen

zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften

genehmigte Dissertation

vorgelegt von

Diplom-Geologe

Michael Hertle

Singen

Berichter: Univ.-Prof. Dr.rer.nat. Ralf Littke
Univ.-Prof. Dr.rer.nat. Dr.rer.nat.h.c. Dietrich Welte
Univ.-Prof. Dr.rer.nat. Andreas Schäfer

Tag der mündlichen Prüfung: 09. Januar 2004

Diese Dissertation ist auf den Internetseiten der Hochschulbibliothek online verfügbar.

Vorwort

Zuerst möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. R. Littke für die Betreuung und sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeit herzlich bedanken. Weiterhin ermöglichte mir Prof. Littke die Teilnahme an der AAPG-Tagung in San Antonio und an der Hedberg Conference über Multidimensional Basin Modelling in Colorado Springs. Herrn Prof. Dr. A. Schäfer danke ich für die Einführung in die „Geheimnisse des Saar-Nahe-Beckens“ im Gelände und seine Diskussionsbereitschaft. Mein besonderer Dank gebührt weiterhin Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. D.H. Welte für die Möglichkeit, an seinem damaligen Institut am Forschungszentrum Jülich zu arbeiten, und für sein großes Interesse an meiner Arbeit.

Ohne die finanzielle Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) wäre die Durchführung des Projektes nicht möglich gewesen. Die Firmen Deutsche Steinkohle AG, Wintershall AG und BEB Erdgas und Erdöl GmbH waren so freundlich, mir großzügig Daten und Probenmaterial zur Verfügung zu stellen. Hier gilt mein besonderer Dank Herrn U. Horstmann, der die Beprobung aller Kohleexplorationsbohrungen im Saar-Karbon möglich machte, und Herrn Dr. P. Eisenach für die Überlassung von seismischen Daten. Die Universitäten Bonn, Würzburg und Mainz unterstützten das Projekt durch Daten und Probenmaterial. Namentlich möchte ich folgende Herren erwähnen: A. Thomsen, Dr. K.R.G. Stapf, Dr. H. Stollhofen und Dr. S. Koeniger. Herrn Dr. T. Hantschel (IES GmbH) danke ich für die „Einweihung“ in die 3D-Simulationstechnologie. Herr Prof. Dr. C. Clauser ermöglichte mir in seinem Institut Messungen der thermischen Leitfähigkeit von Gesteinen durchzuführen.

Den Mitarbeitern des Instituts für Erdöl und Organische Geochemie (FZ-Jülich) und des Lehrstuhls für Geologie, Geochemie und Lagerstätten des Erdöls und der Kohle (RWTH Aachen), Herrn W. Benders, Frau E. Biermanns und Herrn R. Mildenerger danke ich für die Hilfe bei Laborarbeiten.

Meinen Mitstreitern im Saar-Nahe-Becken - R. Müller, S. Bäcker, C. Poddig - ein herzliches Dankeschön für die gute Zusammenarbeit.

Meiner Familie und Freunden möchte ich besonders für die materielle und moralische Unterstützung während des Studiums und der Doktorarbeit danken. Ohne sie wäre das alles nicht möglich gewesen.

Numerische Simulation der geologischen Entwicklungsgeschichte des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit integrierte eine Vielzahl von geologischen, geochemischen und petrophysikalischen Untersuchungsmethoden, um mit Hilfe modernster 1D-, 2D- und 3D-Simulationstechniken Aussagen zur Entwicklungsgeschichte des Saar-Nahe-Beckens machen zu können.

An rund 180 Proben wurden Vitritreflexionsmessungen durchgeführt. Diesem Datensatz wurden zahlreiche veröffentlichte Werte hinzugefügt, um Inkohlungskarten zu konstruieren. Es konnte gezeigt werden, dass der Inkohlungsprozess im Saar-Nahe-Becken synkinematisch verlaufen ist. Die gemessenen Inkohlungswerte an der Oberfläche von 0.5 bis 0.8 % VR_r deuten auf mehrere 1000 m an erodierten permokarbonen Überlagerungsmächtigkeiten hin. Durch die Ergebnisse der Apatitspaltspurenuntersuchungen konnte zum ersten Mal die mesozoisch/känozoische Temperaturgeschichte quantitativ erfasst werden. Es ist mit einer mesozoischen Erwärmung bzw. Absenkung zu rechnen, wobei die heutige Oberfläche z.T. Werte von über 110 °C erreichte. In der Kreide setzte die Abkühlung im Westen früher als im Osten ein, wobei die Abkühlung im Osten schneller verlief. Zumindest im östlichen Beckenteil ist eine tertiäre Erwärmung um ca. 10 °C nachweisbar.

Die Ergebnisse der 1D-Simulationsrechnungen zeigen, dass der heutige Wärmefluss an der Beckenbasis mit 50 bis 55 mW/m² im gesamten Becken sehr einheitlich ist. Die tertiäre Temperaturerhöhung kann einerseits durch eine Erhöhung des Wärmeflusses um 10 mW/m² auf bis zu 70 mW/m² oder durch 300 m mächtige eozän/oligozäne Sedimente erklärt werden. Um die mesozoische Temperaturerhöhung widerspruchsfrei erklären zu können, müssen eine mesozoische Überlagerungsmächtigkeit von 1600 m und erhöhte Wärmeflusswerte im östlichen Beckenbereich angenommen werden. Die heutige thermische Reife der Sedimente kann nur durch tiefe Versenkung und moderate Wärmeflüsse zur Zeit der Maximalversenkung im Permokarbon erklärt werden. Die errechneten Wärmeflüsse liegen zwischen 50 und 75 mW/m², was einer Krustenmächtigkeit von 30 bis 40 km entspricht. Im Perm wurden 1700 bis 3200 m mächtige Sedimentpakete erodiert. Für die Sattel- und Muldenstrukturen ergeben sich unterschiedliche Ablagerungs- und Erosionsverläufe.

Die Ergebnisse der 2D- und 3D-Modellierungen zeigen weiterhin, dass im Zentralbereich des Saarbrücken-Sattels keine Rotliegendesedimentation stattgefunden hat. Durch die Simulation des Donnersberg-Intrusivkörpers wurde gezeigt, dass die Auswirkungen der Intrusionen auf die thermische Reife nur lokal sind.

Auf der Grundlage der kalibrierten Temperaturgeschichte des Saar-Nahe-Beckens wurde der Zeitpunkt der Genese von Methan aus den oberkarbonen Kohleflözen ermittelt. Die Genese von Methan begann demnach vor ca. 305 Ma und war spätestens mit dem Ende der Erosion von 1700 bis 3200 m im Perm beendet, was die erfolglose Explorationstätigkeit in den 50er und 60er Jahren erklärt.

Numerical simulation of the geological evolution of the Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin

Abstract

The burial, erosion, and temperature history of the Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin was reconstructed by integrating geological, geochemical, and petrophysical analysis and applying 1D, 2D, and 3D petroleum systems modelling programs.

First published data and analyses were collected and validated. Based on this work, additional measurements were performed to close gaps of knowledge. Especially vitrinite reflectance data and apatite fission track analyses were incorporated in the simulation runs and used as calibration parameters. Thermal conductivities on rock samples were measured in order to minimize uncertainties in the temperature calculations. All other methods like Rock-Eval pyrolysis, organic geochemical analyses, and fluid inclusions (microthermometry) were used to confirm the results of the main methods.

Vitrinite reflectance was measured on 180 samples and was complemented by published data sets. Coalification maps were reconstructed revealing a synkinematic coalification pattern. Vitrinite reflectance values of 0.5 to 0.8 % VR_r at the surface indicate up to several thousand meters of Permo-Carboniferous eroded overburden. Apatite fission track analyses on 13 samples allowed quantifying the Mesozoic/Cenozoic temperature history. But no information about the Permo-Carboniferous could be obtained by this method. Rocks which are at the surface at present day, reached temperatures of more than 110 °C during the Mesozoic. Subsequent cooling started earlier in the western part of the basin but was faster in the eastern part. In the eastern part of the basin a Tertiary temperature increase of 10 °C can be observed.

The 1D simulation results show that present day heat flow ranges between 50 and 55 mW/m² throughout the basin (calibrated with present day formation temperatures). Apatite fission track data indicate - at least for the eastern part - a temperature increase of 10 °C in the Tertiary. This can either be explained by an increased heat flow of 10 mW/m² (from 55-60 to 65-70 mW/m²) or an additional 300 m of Eocene/Oligocene sediments. The regional geology allows both scenarios. To explain the Mesozoic temperature increase, 1600 m of additional Mesozoic overburden have to be assumed. The data indicate an increased heat flow in the eastern part of

the basin with up to 75 mW/m² for the Upper Jurassic. During the Cretaceous the heat flow was around 60 mW/m². Thermal maturity of the sediments can only be explained by deep burial and moderate heat flows during time of maximum burial in the Permo-Carboniferous. In contrast to previous work, higher amounts of missing sediments have to be assumed. During Permian times, between 1700 and 3200 m of Permo-Carboniferous sediments were eroded. The maximum thickness of Rotliegend sediments reached 2500 m in the Prims syncline (St. Wendel 1), 3700 m in the Zweibrücken syncline (Landstuhl 1), 3700 in the Nahe syncline (Monzingen 1), 2900 m on the flank of the Pfalz anticline (Meisenheim 1), and 3800 m in the Alzey-Nierstein horst (Olm 1). Different sedimentation and erosion histories are characteristic for the anticlines and synclines, respectively. Calculated heat flows are variable and range between 50 and 75 mW/m², which implies a crustal thickness between 30 and 40 km during the time of maximum burial. These values are in accordance with the geodynamic setting of the basin.

The 2D and 3D results show the synsedimentary activity of the synclines and anticlines in the Saar-Nahe Basin, especially for the Rotliegend time. In transect 1 ca. 3700 m of Rotliegend sediments were deposited in the Nahe syncline, compared to only around 2200 m towards the crest of the Pfalz anticline. Permo-Carboniferous heat flows increased from 57 to 67 mW/m² toward the Hunsrück boundary fault. Transect 2 and the 3D model show that in the central part of the Saarbrücken anticline no or only minor Rotliegend sedimentation took place. The simulation of the Donnersberg intrusion body showed that maturity is only increased locally around the intrusions in the Saar-Nahe basin.

Based on the calibrated temperature history of the basin, the timing of methane generation from the Permo-Carboniferous coal seams could be evaluated. Methane generation started around 305 Ma and stopped at the latest after the erosion of 2000 to 3500 m of sediments in the Permian. This is the main reason why exploration in the 50ties and 60ties was not successful.

Inhalt

1 EINLEITUNG.....	1
2 ÜBERSICHT ÜBER DIE GEOLOGIE DES SAAR-NAHE-BECKENS.....	2
2.1 DIE GEOLOGISCHE ENTWICKLUNG DES SAAR-NAHE-BECKENS.....	6
2.1.1 <i>Prä-Westfal</i>	6
2.1.2 <i>Westfal</i>	6
2.1.3 <i>Stefan</i>	8
2.1.4 <i>Rotliegend</i>	9
2.1.5 <i>Post-permokarbone Beckenentwicklung</i>	10
2.2 GEODYNAMIK DER BECKENENTWICKLUNG.....	11
2.3 INKOHLUNGSVERHÄLTNISSE.....	14
2.4 ERODIERTE MÄCHTIGKEITEN UND WÄRMEFLÜSSE.....	16
3 NUMERISCHE BECKENSIMULATION.....	18
3.1 EINFÜHRUNG.....	18
3.2 BECKENSIMULATIONSPROGRAMME.....	22
4 TEMPERATURVERTEILUNG UND WÄRMETRANSPORT.....	23
4.1 WÄRMEFLUSSDICHTE.....	24
4.2 WÄRMELEITFÄHIGKEIT.....	24
4.3 SPEZIFISCHE WÄRME.....	26
4.4 WÄRMEÜBERTRAGUNG.....	26
4.5 KOMPAKTION UND POROSITÄT.....	27
4.6 BERECHNUNG DER VITRINITREFLEXION.....	27
5 ANALYTISCHE METHODEN.....	29
5.1 ROCK-EVAL PYROLYSE.....	29
5.2 ORGANISCH-GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN.....	29
5.3 UNTERSUCHUNG VON FLÜSSIGKEITSEINSCHLÜSSEN.....	30
5.4 VITRINITREFLEXION.....	32
5.5 WÄRMELEITFÄHIGKEITSMESSUNGEN.....	35
5.6 APATITSPALTSPURENANALYSE.....	37

6	ERGEBNISSE DER ANALYTISCHEN METHODEN.....	43
6.1	ROCK-EVAL PYROLYSE.....	43
6.2	ORGANISCH-GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN.....	44
6.2.1	<i>Gesättigte Kohlenwasserstoffe</i>	44
6.2.2	<i>Aromatische Kohlenwasserstoffe</i>	45
6.3	UNTERSUCHUNG VON FLÜSSIGKEITSEINSCHLÜSSEN.....	46
6.4	VITRINITREFLEXION.....	48
6.5	ABSCHÄTZUNG DER ÜBERLAGERUNGSMÄCHTIGKEITEN - YAMAJI-METHODE.....	52
6.6	WÄRMELEITFÄHIGKEITEN.....	53
6.7	ERGEBNISSE DER APATITSPALTSPURENUNTERSUCHUNGEN.....	55
6.7.1	<i>Westliches Saargebiet/Warndt</i>	59
6.7.2	<i>Prims-Mulde</i>	60
6.7.3	<i>Zweibrücken-Mulde</i>	61
6.7.4	<i>Nahe-Mulde</i>	62
6.7.5	<i>Pfalz-Sattel</i>	63
6.7.6	<i>Pfalz-Mulde</i>	64
6.7.7	<i>Diskussion</i>	65
6.7.8	<i>Kurzresümee</i>	67
7	NUMERISCHE BECKENSIMULATION.....	68
7.1	ABSOLUTE ALTERSANGABEN / STRATIGRAPHIE.....	68
7.2	DAS KONZEPTIONELLE MODELL.....	69
7.3	GESTEINSPHYSIKALISCHE PARAMETER.....	72
7.3.1	<i>Wärmeleitfähigkeiten</i>	72
7.3.2	<i>Wärmeleitfähigkeiten Schichtenmodell</i>	73
7.4	TEMPERATUR AN DER SEDIMENT/WASSER-GRENZFLÄCHE.....	77
7.5	SENSITIVITÄTSANALYSEN.....	77
8	ERGEBNISSE DER 1D-SIMULATIONEN.....	82
8.1	DER HEUTIGE WÄRMEFLUSS.....	82
8.2	DAS TERTIÄR-ZEITLICHE TEMPERATUREREIGNIS.....	83
8.3	DIE MESOZOISCHE TEMPERATURGESCHICHTE.....	84
8.4	PERMOKARBONE TEMPERATURGESCHICHTE.....	91
8.4.1	<i>Lothringen</i>	91
8.4.2	<i>Saarbrücken-Hauptsattel</i>	92

8.4.3 Prims-Mulde.....	96
8.4.4 Zweibrücken-Mulde.....	97
8.4.5 Nahe-Mulde – Pfalz-Sattel.....	99
8.4.6 Alzey-Nierstein-Host.....	100
8.5 DER PERMOKARBONE VULKANISMUS.....	103
8.6 KURZRESÜMEE.....	105
9 ERGEBNISSE DER 2D-SIMULATIONSRECHNUNGEN.....	108
9.1 PROFIL 1 – NAHE-MULDE/PFALZ-SATTEL.....	108
9.2 DER PERMOKARBONE VULKANISMUS – DIE DONNERSBERG-INTRUSION.....	112
9.3 PROFIL 2 - SAARBRÜCKEN-HAUPTSATTEL.....	115
9.4 KURZRESÜMEE.....	118
10 ERGEBNISSE DER 3D-SIMULATIONSRECHNUNGEN.....	119
11 KOHLENWASSERSTOFFGENESE UND MIGRATION.....	126
11.1 EINFÜHRUNG.....	126
11.2 1D-SIMULATIONEN.....	126
11.3 MIGRATION UND AKKUMULATION IM PROFIL 2 (2D).....	128
11.4 MIGRATION UND AKKUMULATION IM SAARKARBON (3D).....	131
11.5 KURZRESÜMEE.....	135
12 ZUSAMMENFASSUNG.....	135
13 LITERATUR.....	139
14 ANHANG.....	155

1 Einleitung

Das permokarbone Saar-Nahe-Becken als intramontanes, spätorogenes Sedimentbecken innerhalb des mitteleuropäischen Variszischen Gebirges ist eine wichtige paläotektonische Struktur am Südrand des Rhenoherynikums. Das Saar-Nahe-Becken ist bzw. war Gegenstand langjähriger Kohlebergbaus und bis zu Beginn der 80er Jahre von Erdöl- und Erdgasexploration sowie intensiver wissenschaftlicher Forschungstätigkeit. Die Voraussetzungen für die Anwendung von modernsten numerischen Simulationstechniken zur Evaluierung der Temperaturgeschichte waren durch das Vorhandensein von umfangreichen und verlässlichen Datensätzen in nahezu idealer Weise erfüllt.

Die vorliegende Arbeit ist eingebunden in das DFG-Projekt „Numerische Simulation der Absenkungs- und Temperaturgeschichte des Saar-Nahe-Beckens“, das vom Institut für Erdöl und Organische Geochemie des Forschungszentrums Jülich, dem Geologischen Institut der Universität Bonn und dem Lehrstuhl für Geologie, Geochemie und Lagerstätten des Erdöls und der Kohle an der RWTH Aachen durchgeführt wurde. Gegenstand des Vorhabens war die Rekonstruktion der Absenkungs-, Erosions- und Temperaturgeschichte sowie der strukturellen Entwicklung des Beckens.

Der Schwerpunkt der Arbeit liegt auf der rechnergestützten Simulation der Temperaturgeschichte von Bohrungen (1D), entlang von geologischen Profilen (2D) und eines Teils des Saar-Beckens (3D). Wichtige Ergebnisse sind die Temperaturen zum Zeitpunkt der Maximalversenkung bzw. der maximalen Temperaturbeanspruchung der Sedimente, die zeitliche und räumliche Entwicklung des Wärmeflusses und die Abschätzung von erodierten Sedimentmächtigkeiten und Hebungsraten (Abb. 1). Außerdem können auf der Grundlage der thermischen Geschichte Aussagen zur Genese und Migration von Kohlenwasserstoffen getroffen werden.

Zur Kalibration der thermischen Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens wurden in erster Linie die heutigen Formationstemperaturen für das heutige Temperaturfeld und die Vitrinitreflexion für die Temperaturverteilung bei der Maximalversenkung im Karbon und Perm verwendet. Zudem gingen weitere organisch-geochemische Reifeparameter in die Kalibration ein. Mit der Methode der Apatitspaltspurenanalyse konnten wichtige Erkenntnisse zur mesozoisch/känozoischen

Beckenentwicklung gewonnen werden, sowohl hinsichtlich der Sedimentüberdeckung als auch der Wärmeflussgeschichte.

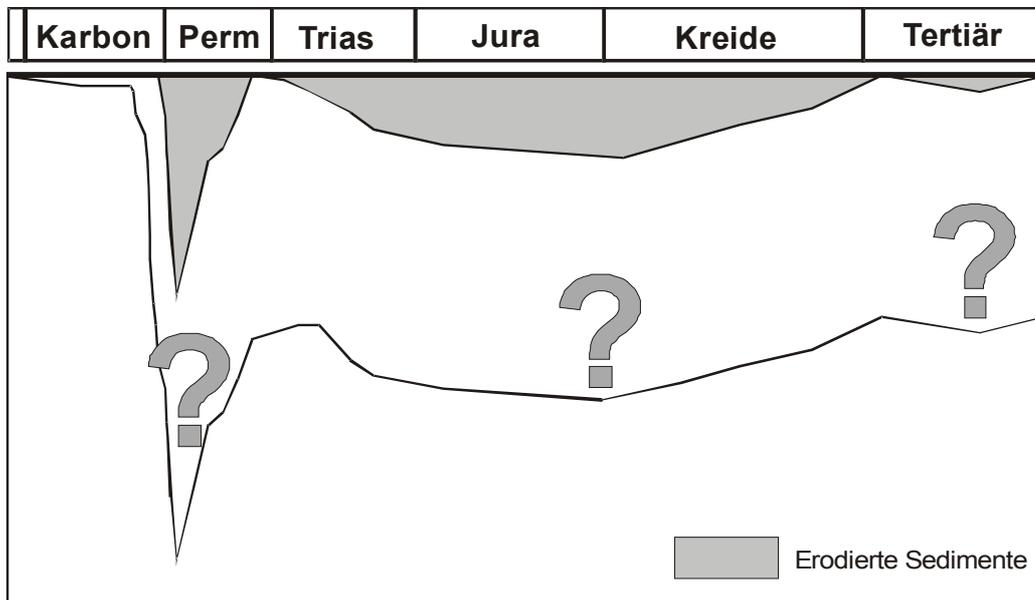


Abb. 1: Fragen zur geologischen Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens, die mit Hilfe der numerischen Beckensimulation beantwortet werden sollen: Wärme Flüsse und erodierte Sedimentmächtigkeiten im Permokarbon, Mesozoikum und Tertiär.

2 Übersicht über die Geologie des Saar-Nahe-Beckens

Das Saar-Nahe-Becken (Abb. 2) ist eines der größten von ca. 70 permokarbonen Becken in Europa. Es handelt sich um ein intramontanes Molassebecken innerhalb der europäischen Varisziden und liegt am Nordrand des Saxothuringikums, an der Nahtstelle zum Rhenoherynikum. Das Becken hat eine ungefähre Ausdehnung von 300 x 100 km, ist aber weitgehend von mesozoischen Sedimenten und im westlichen Beckenbereich von den tertiären Ablagerungen des Oberrheingrabens und des Mainz-Beckens bedeckt. Nur unmittelbar südlich der Hunsrück-Südrand-Störung ist die paläozische Beckenfüllung in einem Areal von ca. 100 x 40 km aufgeschlossen (Abb. 2). Die kumulative Sedimentmächtigkeit beträgt ca. 10 km, wobei sich die maximale heutige Beckenfüllung auf 7,5 km beläuft. Es handelt sich ausschließlich um terrestrische Sedimente, die ab dem obersten Karbon (Namur) bis zum unteren Perm (Rotliegend) abgelagert wurden. Der Ablagerungsraum wird begrenzt durch die Hunsrück-Südrand-Störung im Nordwesten, die sich unter der mesozoisch-känozoischen Bedeckung des Paris-Beckens als Faille de Metz et Bouzonville bzw. Faille de Groze fortsetzt, die Pays-de-Bray-

Störung im Westen, die Baden-Baden-Störung und die Lalaye-Lubine-Störung im Südosten bzw. Süden sowie dem Oberrheingraben bzw. dessen östliche Grabenschulter im Osten. Aufgrund seiner Strukturentwicklung lässt sich das Saar-Nahe-Becken als Halbgraben beschreiben (Abb. 3), dessen permokarbone Subsidenz durch die Hunsrück-Südrand-Störung kontrolliert wurde (SCHÄFER 1989, HENK 1993b, SCHÄFER & KORSCH 1998, STOLLHOFEN 1998). Während der permokarbonen Beckenentwicklung wanderte das Depozentrum entlang der Hunsrück-Südrand-Störung von Südwesten nach Nordosten.

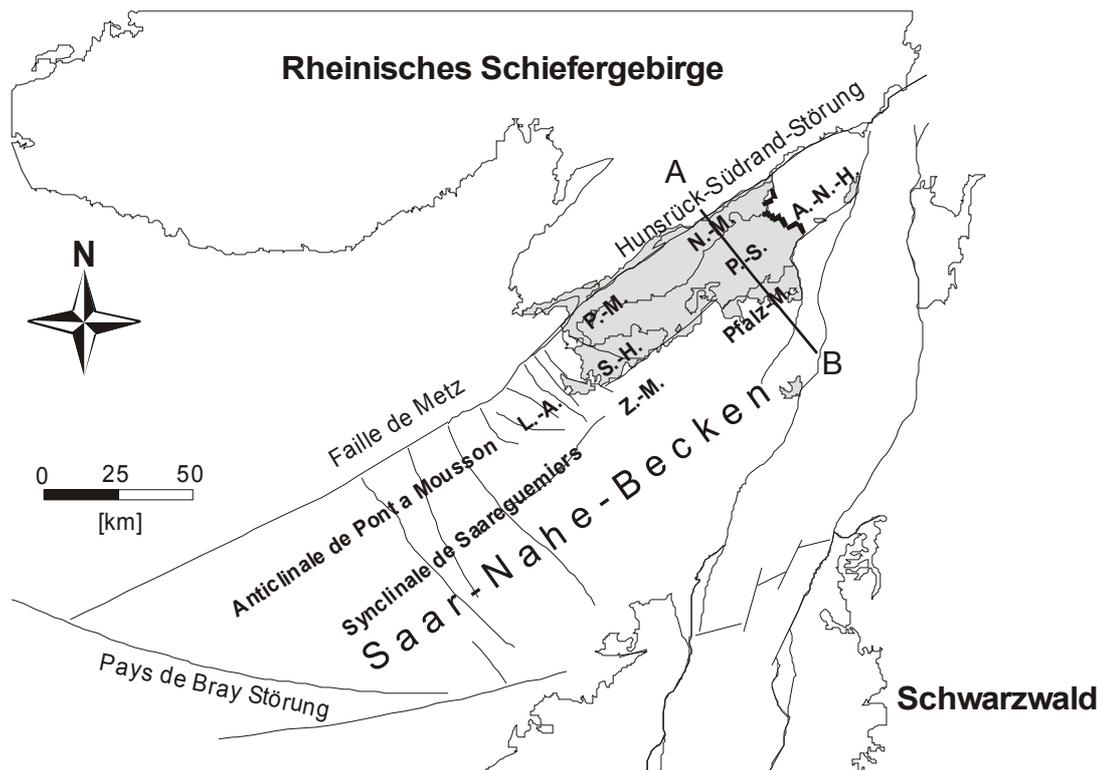


Abb. 2: Die wichtigsten Strukturelemente des Saar-Nahe-Beckens. L.-A. = Lothringen-Antiklinorium, S.-H. = Saarbrücken-Hauptsattel, Z.-M. = Zweibrücken-Mulde, P.-M. = Prims-Mulde, N.-M. = Nahe-Mulde, P.-S. = Pfalz-Sattel, Pfalz-M. = Pfalz-Mulde, A.-N.-H. = Alzey-Nierstein-Horst. AB: Lage des Profils Abb. 3, Abb. 8. Verändert nach KORSCH & SCHÄFER (1995).

Das Saar-Nahe-Becken ist charakterisiert durch seine ausgeprägte Antiklinalstruktur. Diese lässt sich von Südwesten nach Nordosten durch das gesamte Becken verfolgen, beginnend mit der Anticlinale de Pont-à-Mousson, über das Lothringen-Antiklinorium, den Saarbrücken-Hauptsattel, den Pfalz-Sattel bis zum Alzey-Nierstein-Horst. Im Nordwesten dieser Zone schließen sich Prims-Mulde und Nahe-Mulde an, im Südosten die Synclinal de Saareguemiers, die Zweibrücken-Mulde und die Pfalz-Mulde bzw. Vorhaardt-Mulde. Aufgrund der Mächtigkeitsverteilungen der abgelagerten Sedimente ergibt sich, dass diese Großstrukturen synsedimentär angelegt wurden (JORDAN & KOCH 1984). Das Saar-Nahe-Becken wird weiterhin

durch dextrale Blattverschiebungen („strike-slip faults“) unterteilt, die synsedimentär aktiv waren und den Ablagerungsraum in Segmente unterschiedlicher struktureller Ausgestaltung, Sedimentmächtigkeit und Faziesentwicklung gliedern (STOLLHOFEN 1998).

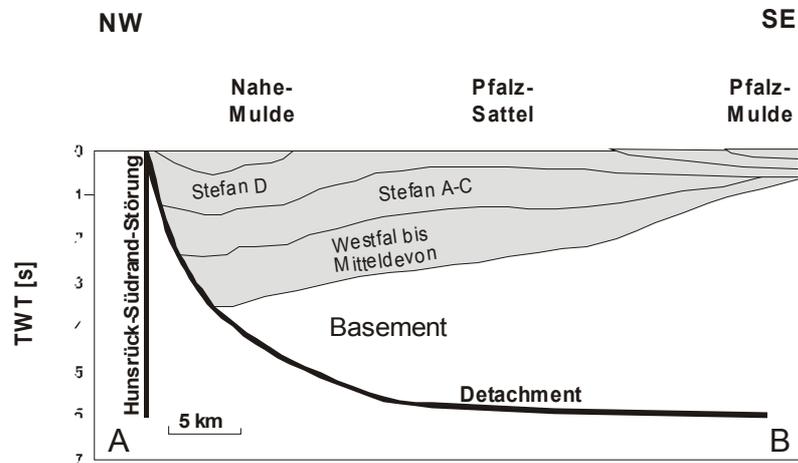


Abb. 3: Schematisches Profil durch den nordöstlichen Teil des Saar-Nahe-Beckens. Deutlich sind die Halbgraben- und Antiklinalstrukturen zu erkennen. Verändert nach HENK (1993b)

Die Stratigraphie sowie absolute Alter des Saar-Nahe-Beckens sind in Abbildung 4 dargestellt.

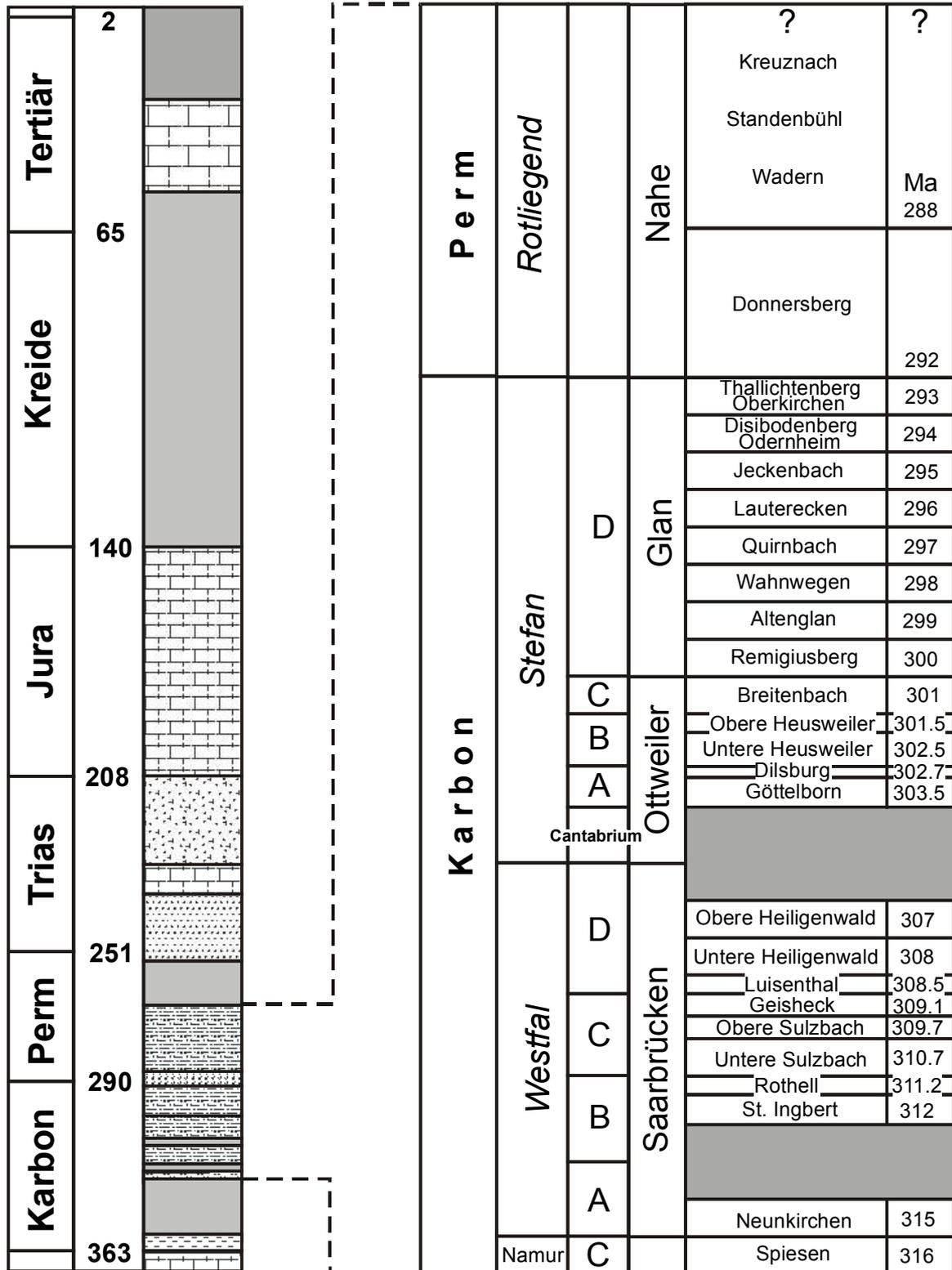


Abb. 4: Stratigraphie des Saar-Nahe-Beckens. Nomenklatur nach BURGER et al. (1997), SCHÄFER & KORSCH (1998), STAPF (1990). Absolute Alter nach BURGER et al. (1997), HARLAND et al. (1990), HESS & LIPPOLT (1986), LIPPOLT & HESS (1989), LIPPOLT et al. (1984), LIPPOLT et al. (1989).

2.1 Die Geologische Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens

2.1.1 Prä-Westfal

Die Tiefbohrung Saar 1 erschließt neben einem Großteil der permokarbonen Beckenfüllung auch die nicht-metamorphen devonischen und karbonischen Sedimente, die vor der eigentlichen Beckenentwicklung abgelagert wurden (z.B. KELCH & REIBLE 1976, KNEUPER 1976), sowie das kristalline Basement. Der Albitgranit des Basements wird der Mitteldeutschen Kristallinschwelle zugerechnet und von SOMMERMANN (1993) auf 403 ± 24 Ma (Unterdevon) datiert. Darüber folgen transgressiv Massenkalken des Mittel- und Oberdevons sowie Klastika des Unterkarbons. Schwarze Tonschiefer des Visé (PAPROTH 1976) bilden die jüngsten Sedimente dieser ca. 1000 m mächtigen Schichtenfolge und sind als das unmittelbare Unterlager der permokarbonen Beckenfüllung anzusehen.

2.1.2 Westfal

Die permokarbonen Beckenentwicklung beginnt mit der Ablagerung des Polymikten Basiskonglomerats der Spiesen-Schichten. Bohrlochmessungen in der Bohrung Saar 1 deuten auf eine leichte Winkeldiskordanz (4°) zwischen den schwarzen Tonsteinen des Visé und den Spiesen-Schichten hin (z.B. KNEUPER 1976). Die stratigraphische Einstufung der Spiesen-Schichten ist unsicher. Aufgrund lithostratigraphischer Merkmale werden sie von PAPROTH (1976) dem Namur zugeordnet. HENK (1993b) hingegen empfiehlt aus überregionalen Überlegungen sowie den Ergebnissen der Bohrung Gironville 101 in Lothringen (DONSIMONI 1981) eine Einstufung in das unterste Westfal.

Über dem Basiskonglomerat folgen fluviatil-deltaische Sedimente des Westfal A bis D mit eingeschalteten Kohleflözen. Zwischen den Sedimenten des Westfal A (Neunkirchen-Schichten) und Westfal B (St. Ingbert-Schichten) ist eine Winkeldiskordanz von 12° ausgebildet (VEIT 1976). KORSCH & SCHÄFER (1995) schätzen den entsprechenden Erosionsbetrag auf ca. 750 m. Die Gesamtmächtigkeit des Westfal im Saar-Nahe-Becken beträgt ca. 4000 m (SCHÄFER & KORSCH 1998), wobei eine deutliche Abnahme der Sedimentmächtigkeiten von Südwesten nach Nordosten festzustellen ist. So nimmt beispielsweise die Mächtigkeit der Sulzbach-Schichten im Bereich des Saarbrücken-Hauptsattels von ca. 700 m im Südwesten auf ca. 350 m im Nordosten ab (KONZAN 1973). Besonders ausgeprägt sind die Mächtigkeitsunterschiede im Westfal A und B.

Während in der Bohrung Saar 1 nur ca. 1200 m erbohrt sind, werden im lothringer Bereich des Beckens Mächtigkeiten von maximal 3500 m erreicht (z.B. SCHÄFER & KORSCH 1998). Paläoströmungsuntersuchungen und die Detrituszusammensetzung deuten darauf hin, dass die Sedimente im Westfal aus nördlicher Richtung geschüttet wurden und somit das Rheinische Schiefergebirge als Liefergebiet anzusehen ist (SCHÄFER 1986).

Im Gegensatz zum Ruhrgebiet treten Kaolinkohlensteine relativ häufig in größerer Mächtigkeit auf. Sie werden als alterierte pyroklastische Horizonte interpretiert und spielen bei der stratigraphischen Korrelation der Sedimente im Saarkarbon eine wichtige Rolle (BURGER 1990, BURGER et al. 1997). Im Saar-Nahe-Becken sind 43 dieser Leithorizonte mit einer Gesamtmächtigkeit bis zu 730 cm bekannt. Aufgrund der Mächtigkeit der Kaolinkohlensteine, in den Sulzbach-Schichten (Westfal C) bis zu 140 cm, wird auf relativ nahe Eruptionszentren geschlossen. Hierfür kommen Vulkane an der Hunsrück-Südrand-Störung bzw. Faille de Metz in Frage. Das pyroklastische Eruptionsvolumen für das Gebiet Saar-Lothringen wird mit 8,2 km³ Festvolumen und 20,5 km³ Lockervolumen angegeben. Das Maximum der Eruptionstätigkeit lag im Westfal C (BURGER 1990).

Nach paläomagnetischen Untersuchungen lag das Saar-Nahe-Becken unmittelbar nördlich des Äquators im tropischen Klimabereich (SCHÄFER & STAMM 1989, siehe auch Abbildung 5). Das feuchtwarme, tropische Klima im Westfal begünstigte die Bildung von Torfmooren. Die Kohleführung im Saar-Nahe-Becken erreicht in den Schichten des Westfal ihr Maximum. In den Sulzbach-Schichten (Westfal C) beträgt der Kohleanteil im Mittel 10 % (FALKE & KNEUPER 1972).

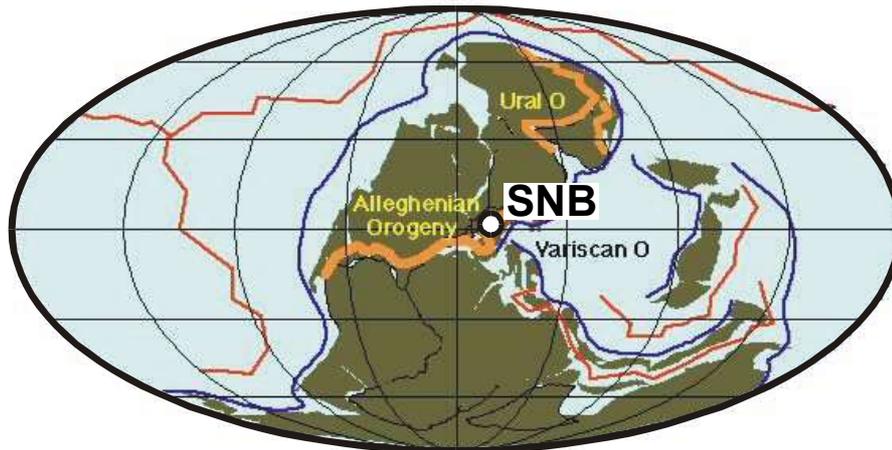


Abb. 5: Paläogeographische Lage des Saar-Nahe-Beckens (SNB) vor 300Ma. Abbildung veröffentlicht auf der Homepage von Dr. R. Blakey, Flagstaff, Arizona.

2.1.3 Stefan

Das Holz-Konglomerat bildet die Basis des Stefan im Saar-Nahe-Becken. Die Winkeldiskordanz zwischen Westfal und Stefan erreicht im Saarbrücken-Hauptsattel Maximalwerte von $15,5^\circ$ (ENGEL 1985). SCHÄFER & KORSCH (1998) geben den Diskordanzwinkel in einigen seismischen Schnitten mit bis zu 20° an. Die erodierten Mächtigkeiten an Westfalsedimenten im Bereich des Scheitels des Saarbrücken-Hauptsattels werden mit maximal 1500 m angegeben (ENGEL 1985, PRUVOST 1934), wobei allerdings eine mögliche Abnahme der Sedimentmächtigkeiten der später erodierten Schichten in Richtung Sattelkern unberücksichtigt bleibt (HENK 1993b). Die absoluten Erosionsbeträge wären demnach geringer, sind aber nicht zu quantifizieren. In den Mulden (z.B. Zweibrücken-Mulde, Nahe-Mulde) liegt nach seismischen Untersuchungen eine konkordante Abfolge von Westfal und Stefan vor (HENK 1991, JORDAN & KOCH 1984). Ein Hiatus kann allerdings nicht ausgeschlossen werden. BURGER et al. (1997) beziffern die Dauer der stratigraphischen Lücke und damit die Dauer des Erosionsereignisses bzw. des Hiatus auf 2,2 Ma (305,7-303,5 Ma) in Lothringen und auf 3,2 Ma (306,9-303,3 Ma) im Saarkarbon. Die entsprechende Schichtlücke entspricht damit zeitlich dem Cantabrium (z.B. WAGNER & ALVAREZ-VÁZQUEZ 1991). Im Gegensatz zum Westfal werden ab dem Stefan granitisch-klastische Sedimente aus dem Moldanubikum (Schwarzwald, Vogesen, Massif Central) geliefert (SCHÄFER 1986, SCHÄFER 1989).

Das Stefan A bis C ist durch fluviatile Ablagerungen geprägt. Die Kohle- und Konglomeratführung dieser Schichten ist deutlich geringer als im Westfal. Kaolinkohlentonsteine treten nur noch vereinzelt auf. Geringe Fazieswechsel und einheitliche Sedimentmächtigkeiten deuten auf relative ruhige Ablagerungsbedingungen hin (FALKE & KNEUPER 1972).

Die Sedimente des Stefan D, die früher ins Unterrotliegend gestellt wurden, sind gekennzeichnet durch zunehmend lakustrine Einschaltungen. Diese Seen hatten zum Teil große laterale Erstreckung. Die lakustrinen Sedimente konservierten einen reichen Anteil tierischer Reste sowie pflanzlicher Substanz und zeigen in hohem Maße eine charakteristische Schichtung (CLAUSING 1996, CLAUSING et al. 1992, KRAMPE 1994, SCHÄFER et al. 1990, SCHÄFER & STAMM 1989, SCHÄFER & STAPF 1978, STAPF 1990). Im den jüngsten Abschnitten des Stefan D herrschten wieder fluviatile Sedimentationsbedingungen vor.

Im Laufe des Stefan erfolgte ein Übergang von einem tropisch-humiden Klima zu zunehmend ariden Bedingungen (Abb. 6). Das Auftreten von Tufflagen im Stefan D (Jeckenbach- und Odernheim-Schichten) deutet auf vulkanische Aktivitäten hin. KÖNIGER et al. (2002) vermuten als Liefergebiete für diese Tuffe vor allem Vulkane in Schwarzwald und Vogesen.

2.1.4 Rotliegend

Der basale Abschnitt des Rotliegend, die Donnersberg-Formation der Nahe-Gruppe, ist durch intensiven Vulkanismus gekennzeichnet. Es bildeten sich dunkle, basische bis intermediäre Intrusionen von oberflächennahen Lagergängen, mächtige, effusive Deckenergüsse mit basischem bis intermediärem Chemismus, ausgedehnte Lakkolithe von hellen Rhyolithen, Diatreme mit basischen, mafitreichen Schlotfüllungen und rhyolithisch/dazitischen Pyroklastika (VON PLATEN & HOFMEISTER 1993, STOLLHOFEN 1994). In Phasen der vulkanischen Ruhe wurden siliziklastische Sedimente abgelagert (STOLLHOFEN 1998). Die Sedimente und Vulkanite der Donnersberg-Formation erreichen an der Typ-Lokalität eine Mächtigkeit von 1100 m (STAPF 1990).

In den postvulkanischen Sedimenten des Rotliegend, im oberen Abschnitt der Nahe-Gruppe, herrschen Schwemmfächer- und Playa/Sabkha-Sequenzen vor, die in semiaridem Klima

abgelagert wurden (STAPF 1982, STAPF 1989). Die heute noch erhaltene Mächtigkeit dieser Schichten liegt bei maximal 1500 m (z.B. STAPF 1990).

Probleme bereitet die stratigraphische Einordnung des Saar-Nahe-Beckens in das Permokarbon Mitteleuropas (BOY & FICHTER 1988, BOY & MARTENS 1991, BOY et al. 1990), da unterschiedliche stratigraphische Bezugssysteme existieren. Die Donnersberg-Vulkanite sind Bildungen der Karbon/Perm-Grenze (LIPPOLT & HESS 1989, LIPPOLT et al. 1984, LIPPOLT et al. 1989). Ihr Alter wurde nach diesen Arbeiten mit 290 Ma angenommen. Sie weisen damit nahezu das gleiche radiometrische Alter auf wie die permokarbonen Vulkanite im Norddeutschen Becken, dem Harz (LIPPOLT & HESS 1996) und dem Bozen-Porphyr (HESS 1990).

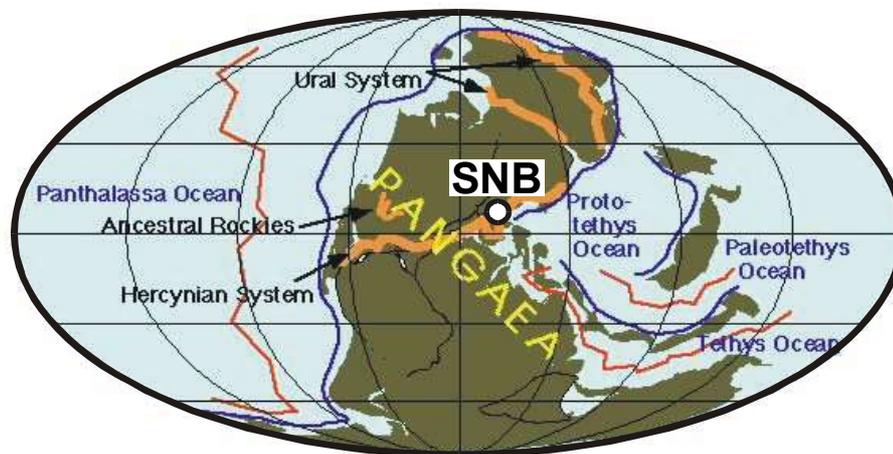


Abb. 6: Paläogeographische Lage des Saar-Nahe-Beckens (SNB) vor 270 Ma. Abbildung veröffentlicht auf der Homepage von Dr. R. Blakey, Flagstaff, Arizona.

2.1.5 Post-permokarbene Beckenentwicklung

Große Teile der permokarbonen Ablagerungen wurden wieder abgetragen, da Buntsandstein bzw. im westlichen Beckenbereich Tertiär die permokarbene Beckenfüllung diskordant überlagern (HENK 1992, HENK 1993b). Die Stauf-Schichten, früher dem Buntsandstein zugeordnet, werden mittlerweile in den Zechstein gestellt (DITTRICH 1996). Weiterhin konnten EL OUEJLI & STAPF (1995) im St.Wendel-Graben Zechstein-Sedimente nachweisen. Das Erosionsereignis war somit frühestens mit Beginn des Zechstein (258 Ma) beendet.

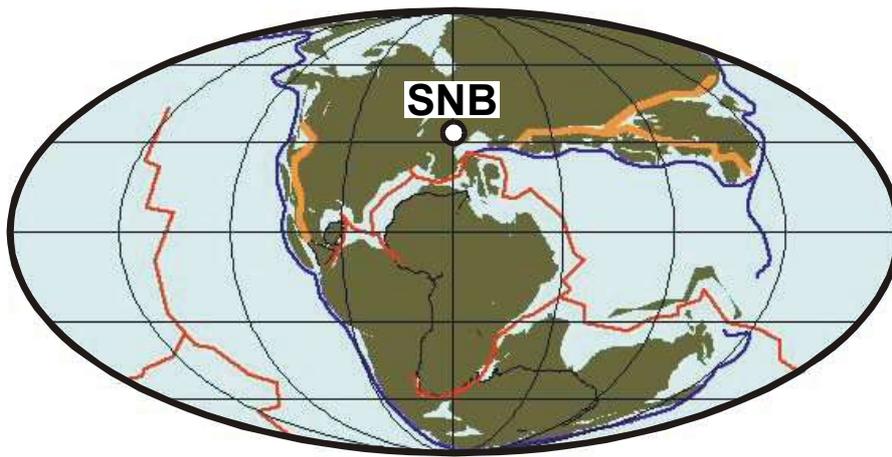


Abb. 7: Paläogeographische Lage des Saar-Nahe-Beckens (SNB) vor 150 Ma. Abbildung veröffentlicht auf der Homepage von Dr. R. Blakey, Flagstaff, Arizona.

Die Sedimentation im Mesozoikum dauerte bis in den oberen Jura, evtl. sogar bis in die Unterkreide an (ZIEGLER 1990). Nach den Isopachenkarten von ZIEGLER (1982), ZIEGLER (1990) und WURSTER (1968) ist für dieses Schichtpaket eine Mächtigkeit von maximal 1200 m anzunehmen (HENK 1992). Ab der Kreide wurde das Saar-Nahe-Becken durch die Aufwölbung des Rheinischen Schildes wieder zum Erosionsgebiet und erst im Eozän/Oligozän im nordöstlichen Beckenbereich wieder zum Ablagerungsraum. Die Mächtigkeiten der erodierten tertiären Sedimente ist schwer abzuschätzen. Nach dem Untermiozän begann eine heute noch andauernde Erosionsphase.

2.2 Geodynamik der Beckenentwicklung

Aufgrund der Subsidenzraten und der Faziesentwicklung kann im Saar-Nahe-Becken eine Riftphase erkannt werden, die vom Westfal bis zum Ende des vulkanischen Rotliegend (Donnersberg-Formation) andauerte. Stratigraphie und Versenkungsgeschichte können daher in Prä-, Syn- und Post-Riftphasen unterteilt werden (HENK 1993b).

Die nicht-metamorphen devonischen und unterkarbonischen Karbonate und Siliziklastika der Prä-Riftphase wurden nach ZIEGLER (1990) am nördlichen Schelf der saxothuringischen Mikroplatte abgelagert. ONCKEN (1997) hingegen sieht diesen Ablagerungsraum als Forearc-Becken an, das „piggy-back“ dem Rand des sich entwickelnden aktiven Plattenrandes aufsaß. Im

Zuge der Variszischen Orogenese erfolgte keine Deformation dieser Sedimente, da entlang von sinistral aktiven Randstörungen der Ablagerungsraum nach Südwesten ausweichen konnte.

Zur Geodynamik der Syn-Riftphase sind zwei Modelle in der Diskussion. Beide basieren auf dem Datensatz der DEKORP 1C Seismik. Bezüglich der Geometrie der Hunsrück-Südrand-Störung und damit zur geodynamischen Entwicklung kommen KORSCH & SCHÄFER (1991) und HENK (1991) allerdings zu völlig unterschiedlichen Interpretationen.

- 1) Nach KORSCH & SCHÄFER (1995) und SCHÄFER & KORSCH (1998) ist das Saar-Nahe-Becken ein Pull-Apart-Becken, das durch dextrale Transtension an der subvertikal verlaufenden Hunsrück-Südrand-Störung entstanden ist (Abb. 8A). Dies würde auch das Wandern des Trogtiefsten von Südwesten nach Nordosten erklären. Ab Beginn des Perm (Rotliegend) findet eine Einengung des Beckens statt, so dass die Hunsrück-Südrand-Störung eine teilweise aufschiebende Tendenz erhält. Das transpressive Stressfeld ist auch für die Ausgestaltung der Sättel- und Muldenstrukturen verantwortlich.
- 2) HENK (1993a, 1993b), dagegen unterscheidet zwischen einem subvertikalen Teilast der Hunsrück-Südrand-Störung, der sich bis in die Unterkruste erstreckt, ohne jedoch die Mohorovicic-Diskontinuität zu versetzen, und einem Detachment-Teilast der Hunsrück-Südrand-Störung (Abb. 8B). Die initiale Phase der Beckenentwicklung im Westfal könnte noch durch dextrale Bewegungen am subvertikalen Teilast der Hunsrück-Südrand-Störung beeinflusst worden sein (Abb 9). Ab dem Stefan herrschte E-W-Extension (Abb. 9) und dadurch schräg sinistrale Abschiebung an einem listrisch gekrümmten Detachment (Detachment-Teilast der Hunsrück-Südrand-Störung). Dieses Modell erklärt auch die synsedimentäre Anlage der Synklinal- und Antiklinalstrukturen durch differentielle Subsidenz der Hangendscholle über dem Detachment. Die Sättel (Saarbrücken-Hauptsattel, Pfalz-Sattel) sind somit als Roll-Over-Antiklinalen zu sehen. Die Ost-West-Extension könnte durch gravitativen Kollaps des Variszischen Gebirges erklärt werden, oder durch eine generelle Änderung des Stressfeldes hervorgerufen worden sein. HENK (1997) konnte in seinen Simulationsrechnungen zeigen, dass hauptsächlich die Änderung des allgemeinen Stressfeldes, hervorgerufen durch die dextrale Translationsbewegungen zwischen Gondwana und Laurussia (ARTHAUD & MATTE 1977), für die Extensionsvorgänge und damit die Beckenentwicklung verantwortlich war.

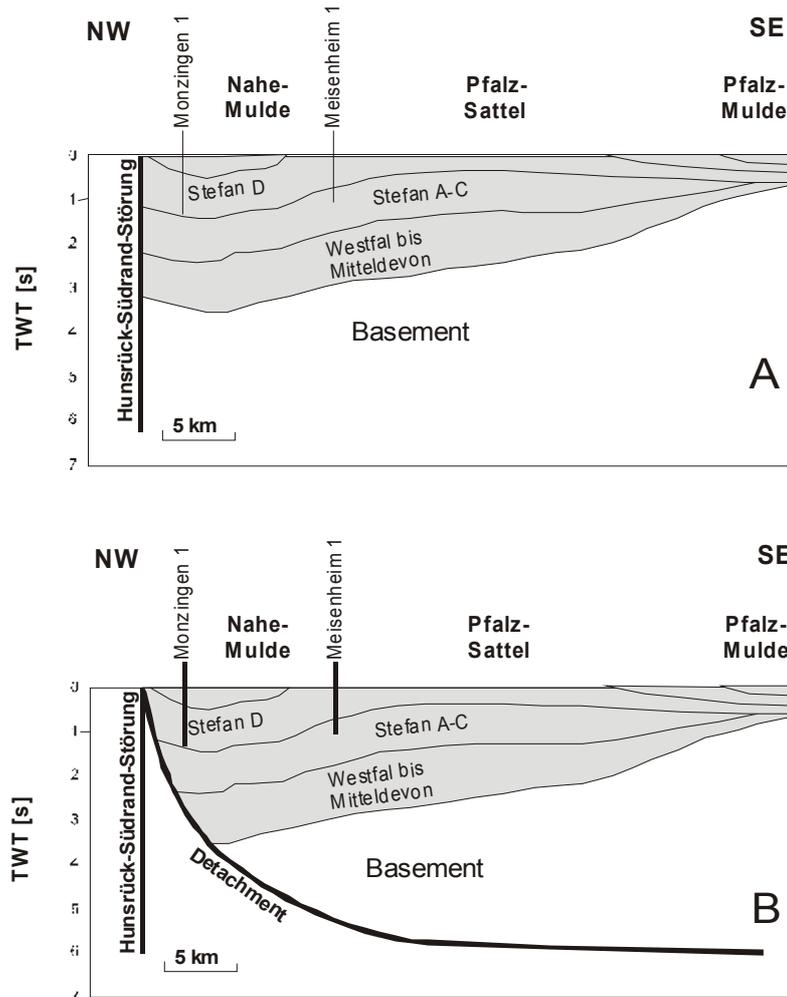


Abb. 8: Unterschiedliche Interpretation der DEKORP 1C und 9N Seismik durch KORSCH & SCHÄFER (1995) (A) und HENK (1993b) (B). Weitere Erläuterungen im Text.

Nach dem permokarbonen Vulkanismus (Donnersberg-Schichten) setzte die Post-Riftphase mit thermischer Subsidenz ein. Die größten Post-Riftmächtigkeiten liegen im Bereich von Pfalz- und Zweibrücken-Mulde. Dies zeigt eine deutliche laterale Verschiebung zwischen dem Subsidenzmaximum der Syn-Riftphase (unmittelbar südlich der Hunsrück-Südrand-Störung) und dem der thermischen Subsidenzphase (HENK 1993b). Für den Abtrag großer Teile der permokarbonen Beckenfüllung vor dem Zechstein bzw. dem Buntsandstein wird eine relative Hochlage des Saar-Nahe-Beckens angenommen. Die relativ geringen Erosionsraten von ca. 25 mm/a sprechen gegen ein ausgeprägtes Relief (HENK 1993b).

Die kretazisch-tertiäre Beckeninversion hängt mit der Aufwölbung des Rheinischen Schildes vor der Einsenkung des Oberrhein-Grabens zusammen. Die dextralen Bewegungen entlang der Hunsrück-Südrand-Störung (Abb. 9) sind in diesem Zusammenhang zu sehen (ANDERLE 1987). Die kurzzeitige und geringe Subsidenz des östlichen Beckenbereiches ist bedingt durch die

Entwicklung des Oberrheingrabens bzw. des Mainz-Beckens. Diese Prozesse sind im Zusammenhang mit der Kollision der Europäischen mit der Afrikanischen Platte und den damit verbundenen Änderungen im Paläostressfeld zu sehen.

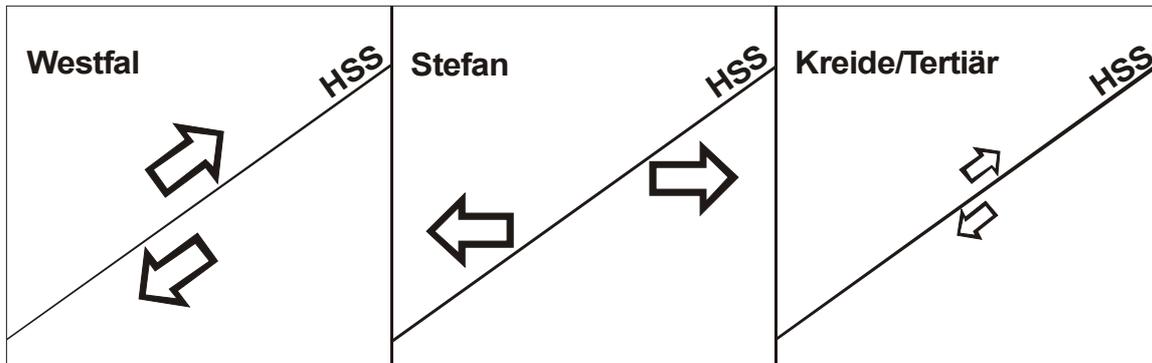


Abb. 9: Schematische Darstellung (Aufsicht) des Paläostressfeldes im Bereich des Saar-Nahe-Beckens. HSS = Hunsrück-Südrand-Störung.

2.3 Inkohlungsverhältnisse

Aufgrund des langjährigen Kohlebergbaus wurden im Saar-Nahe-Becken zahlreiche Inkohlungsuntersuchungen durchgeführt. Die Ergebnisse der Studien von DAMBERGER (1966), DAMBERGER (1968), DAMBERGER et al. (1964), JOSTEN (1956), TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1966), TEICHMÜLLER et al. (1983), VLIEX (1994) lassen sich wie folgt zusammenfassen: Für die gesamte paläozoische Schichtenfolge reicht die Inkohlung von ca. 0,6 bis 5,5 % VR_r . Die Inkohlungsgradienten variieren zwischen 0,02 und 0,175 % VR_r pro 100 m. Die teilweise sehr hohen Vitrinitreflexionswerte erklären sich durch die große Aufschlusstiefe (Saar 1 mit 5875m). Auch in unmittelbarer Nähe von Intrusionen (z.B. Pfalz-Kuppeln) sind die Inkohlungswerte stark erhöht. Im Saarbrücken-Hauptsattel wurde Flöz 7 Süd (Rothell-Schichten) durch Kontakt mit einem Intrusivlager lokal graphitisiert. Was die Kinematik der Inkohlung betrifft, so nehmen TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1966) für das Westfal eine überwiegend präkinematische, für das Stefan eine synkinematische Inkohlung an (siehe auch COUREL et al. 1994, COUREL & LUI 1991, COUREL & LUI 1991). Die Linien gleicher Inkohlung werden durch Verwerfungen und Überschiebungen versetzt, d.h. die Störungssysteme sind jünger als die Inkohlung. Des weiteren wird eine merkliche postkinematische Inkohlung im Saarkarbon verneint, weil z.B. im Merlebach-Sattel die Linien gleicher Inkohlung deutlich steiler als die Aufwölbung der heutigen Isothermen sind (HÜCKEL & KAPPELMEYER 1966). Richtung Nahe-Mulde nimmt die Inkohlung

gleich alter Sedimente (z.B. Breitenbach-Schichten) zu. Dies wird mit dem Wandern des Trogtiefsten von Südwesten nach Nordosten und damit einer höheren Überlagerung im Nordosten sowie einem erhöhten paläogeothermischen Gradienten aufgrund des Donnersberg-Vulkanismus erklärt (TEICHMÜLLER et al. 1983). Neben den für das Saar-Nahe-Becken klassischen Inkohlungsparametern Wassergehalt und Vitrinitreflexion wurden auch eine Reihe geochemischer Reifeparameter gemessen (z.B. PICKEL & GÖTZ 1991, PÜTTMANN et al. 1985) sowie das Fluoreszenzverhalten von Liptiniten wie auch von Vitriniten betrachtet (siehe z.B. CLAUSING 1992, HAGEMANN et al. 1989, TILLY-BALZ 1989).

Mit Inkohlungsparametern, deren Problematik und auch organisch-geochemischen Fragestellungen, vor allem im deutschen Teil des Saar-Nahe-Beckens, beschäftigen sich ALPERN (1966), ALPERN (1967), ALPERN (1969), BÄCKER (1997), COUREL et al. (1994), COUREL & LUI (1991), COUREL & LUI (1991), DAMBERGER (1966), DAMBERGER (1968), DAMBERGER et al. (1964), DAVID (1994), DURAND et al. (1986), ENGEL & TILLY-BALZ (1988), FUCHS (1979), HAGEMANN et al. (1989), HAGEMANN & WOLF (1989), JORDAN & KOCH (1984), KRAMPE (1994), LEYTHAEUSER & WELTE (1969), PICKEL & GÖTZ (1991), PRANGE (1989), PÜTTMANN et al. (1985), ROBERT (1989), ROUZAUD et al. (1991), SCHERZER (1986), SCHNEIDER (1964), SCHNEIDER (1968), STEFFENS (1989), TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1966), TEICHMÜLLER et al. (1983), TILLY-BALZ (1987), TILLY-BALZ (1988), TILLY-BALZ (1989), UNGERER et al. (1984), VLIEX (1994), VLIEX et al. (1994), VLIEX et al. (1995), WEHNER et al. (1976), WOLF & WOLFF-FISCHER (1984).

2.4 Erodierte Mächtigkeiten und Wärmeflüsse

TEICHMÜLLER et al. (1983) und BUNTEBARTH (1983) postulieren den Abtrag von 1000 bis 2000 m permokarboner Sedimente, die auf der heute vorhandenen Schichtenfolge im Saar-Nahe-Becken lagen. Für hohe erodierte Mächtigkeiten sprechen auch die niedrigen Sandsteinporositäten zwischen 1-3 %, die WEBER (1975) im Westfal gemessen hat. Die von BUNTEBARTH (1983) angegebenen Paläowärmeflüsse variieren zwischen 90 und 155 mW/m². Diese Ergebnisse stehen im Widerspruch zu den Arbeiten von HENK (1990), HENK (1992), HENK (1993b), der wesentlich höhere Überlagerungsmächtigkeiten und geringere Paläowärmeflüsse für des Saar-Nahe-Becken angibt. Er beziffert die Mächtigkeit der erodierten Sedimente mittels der Methode der Tonsteinkompaktion auf 1500 bis 2200 m; lediglich in der Bohrung Olm 1 im NE, also unter dem Tertiär des Mainzer Beckens, könnte die ursprüngliche Gesamtmächtigkeit des Perm noch vorhanden sein. SCHÄFER & KORSCH (1998) vermuten allerdings, dass auch im Bereich der Bohrung Olm 1 das Perm nicht vollständig erhalten ist. HENK (1990) ermittelte β -Extensionsfaktoren zwischen 1,3 und 1,7. Unter Annahme einer Lithosphärenmächtigkeit von 100 km konnte die Wärmeflussentwicklung nach dem Modell von MCKENZIE (1978), MCKENZIE (1981) abgeschätzt werden (Abb. 10). Hierzu ist allerdings zu bemerken, dass das McKenzie-Modell nur für Riftbecken an passiven Kontinentalrändern entwickelt wurde. Mit der TTI-Methode (Time Temperature Index nach LOPATIN 1971) wurde eine akzeptable Anpassung von gerechneten an gemessene Vitrinitreflexionswerte der Bohrungen Saar 1 und Odernheim 1 erreicht. Die maximalen Paläowärmeflüsse erreichten 57 bzw. 70 mW/m².

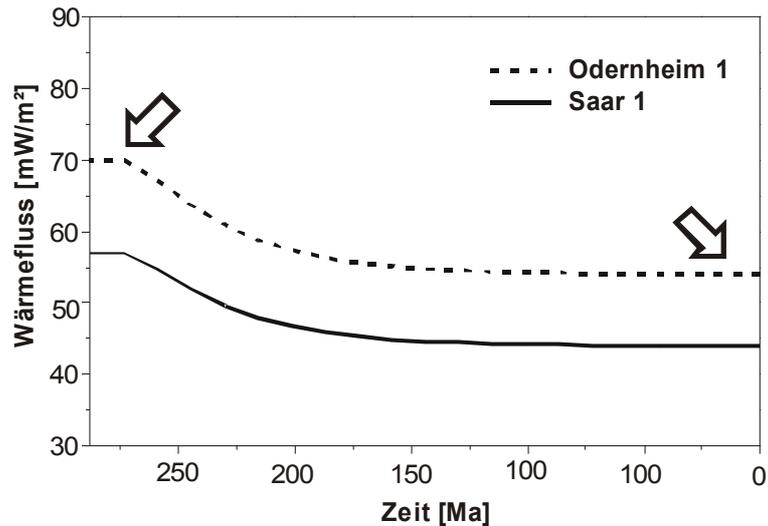


Abb. 10: Wärmeflussgeschichte nach dem McKenzie-Modell für die Bohrungen Saar 1 und Odernheim 1 nach HENK (1990). Die maximalen Wärmeflüsse liegen bei 57 bzw. 70 mW/m², die Werte für den Gleichgewichtswärmefluss („equilibrium heat flux“) bei 44 und 54 mW/m².

DAMBERGER (1966) und HÜCKEL & KAPPELMEYER (1966) geben für die durchschnittliche Wärmeleitfähigkeit des Saarkarbons Werte von 1,62 bzw. 1,67 W/(m·K) an. Die hierüber und mit Hilfe geothermischer Gradienten errechneten rezenten Wärmeflüsse liegen zwischen 52 und 69 mW/m² (Ø 63 mW/m²). Der durchschnittliche rezente geothermische Gradient liegt in den oberen Kilometern des Sedimentbeckens bei 29 °C/km (HEDEMANN 1976).

3 Numerische Beckensimulation

3.1 Einführung

Die Methode der numerischen Simulation der Absenkungs-, Erosions- und Temperaturgeschichte sedimentärer Becken wurde in den siebziger und achtziger Jahren in enger Zusammenarbeit von Forschungsinstituten und der Erdölindustrie entwickelt (z.B. LEISCHNER 1994, POELCHAU et al. 1997, WELTE & YÜKLER 1981, WYGRALA 1989, YALCIN et al. 1997). Für die Erdölindustrie wurde diese Technik ein Instrument zur Vorhersage der Kohlenwasserstoffhöflichkeit von Sedimentbecken oder einzelnen Gesteinskörpern, da sich auf der Basis von Temperaturrekonstruktionen auch die Dynamik der Erdöl- und Erdgasbildung rekonstruieren lässt (NEUNZERT et al. 1996, PETMECKY et al. 1999, RODRIGUEZ & LITKE 2001, YAHY et al. 2001, ZHOU & LITKE 1999). Weiterhin erlauben die 2D- und 3D-Programme die Modellierung der Migration und Akkumulation von Kohlenwasserstoffen. Neben der Anwendung in der Erdöl/Erdgasindustrie, wo die numerische Beckensimulation inzwischen zu einem Standardverfahren in der Kohlenwasserstoffexploration geworden ist, werden in zunehmendem Maße auch geowissenschaftliche Grundsatzprobleme mit dieser Methode angegangen (BÜKER et al. 1995, GERLACH & CERONE 1993, HERTLE & LITKE 2000, KARG 1998, LITKE et al. 1994, LITKE et al. 2000).

Stand der Technik bei der Beckensimulation ist eine Vorwärtsmodellierung, die mit der Ablagerung der ältesten Schicht als unkompaktiertem Sediment beginnt. Mit der Ablagerung jeder folgenden Schicht wird die erste Schicht tiefer versenkt und kompaktiert. Während Erosionsphasen werden diese entsprechend wieder in flachere Stockwerke verbracht. Insgesamt behandelt die Vorwärtsmodellierung vier wichtige Problembereiche (siehe LITKE et al. 1994, WELTE & YALCIN 1988):

- Die Druck- und Kompaktionsberechnung
- Wärmefluss und Temperaturfeld
- Die kinetische Berechnung der Erdöl- und Erdgasbildung und der Veränderung von Reifeparametern wie der Vitrinitreflexion
- Die Berechnung der Genese, Expulsion, Migration und Akkumulation von Kohlenwasserstoffen über Zweiphasen-Fluss und Diffusion

Um die physikalischen und chemischen Vorgänge entlang einer Bohrung (1D), eines geologischen Profilschnittes (2D) oder eines gesamten Beckens bzw. eines Teilbereiches (3D) zu simulieren, muss ein diskretes Modell der gesamten geologischen Geschichte aufgebaut werden. Für die Erstellung dieses konzeptionellen Modells sind weitgehende regionalgeologische Kenntnisse erforderlich. Die zeitliche Diskretisierung erfolgt durch das Übersetzen der lithologischen Abfolge in eine lückenlose Abfolge von Ereignissen bzw. Events (Sedimentation, Hiatus, Erosion), welche die geologische Geschichte des betrachteten Gebietes repräsentieren. Es ist erforderlich, geologische Kenntnislücken (z.B. zusätzliche Sedimentation gefolgt von Erosion) zu schließen, indem geologisch sinnvolle Annahmen getroffen werden. Diese Annahmen werden durch den Vergleich von errechneten mit gemessenen Parametern quantifiziert. Das Schließen solcher Kenntnislücken ist letztendlich Ziel der Simulationsrechnungen.

Für jedes Ereignis müssen folgende Eingabeparameter quantitativ festgelegt werden:

- Heutige oder (falls Erosion stattgefunden hat) ursprüngliche Mächtigkeit
- Lithologie einschließlich der zugehörigen petrophysikalischen Eigenschaften (Dichte, Kompressibilität, initiale Porosität, Matrix-Wärmeleitfähigkeit, Matrix-Wärmekapazität, Porositäts-Permeabilitätsbeziehung)
- Absolute Alter der Sedimentgesteine
- Temperatur an der Sediment/Wasser-Grenzfläche zur Zeit der Ablagerung
- Wärmefluss an der Beckenbasis für jedes Ereignis

Zur Kalibration der Modelle (Vergleich von errechneten mit gemessenen Werten) werden die heutigen Formationstemperaturen benutzt, vor allem aber organische Reifeparameter und anorganische Temperaturindikatoren. Wesentliche Fortschritte gab es in bezug auf die Temperaturmodellierung in den letzten Jahren durch die Einführung neuer kinetischer Parameter, die die Berechnung der Vitrinitreflexion als Funktion von Temperatur und Zeit auf eine neue Basis stellten (BURNHAM & SWEENEY 1989, LARTER 1989, SUZUKI et al. 1993, SWEENEY & BURNHAM 1990). Diese Berechnungsmethoden lösten die früheren, eher empirischen Ansätze ab (BARKER 1983, BARKER & PAWLEWICZ 1986, HOOD et al. 1975, LOPATIN 1971, WAPLES 1980). Insbesondere bei langen, komplexen Absenkungsgeschichten der Sedimentbecken bestehen erhebliche

Differenzen bezüglich der nach diesen Verfahren berechneten Vitritreflexionen (WAPLES et al. 1992a, WAPLES et al. 1992b, SACHSENHOFER & LITKE 1993).

Nach dem Aufbau eines geologischen Modells und seiner Diskretisierung und Übertragung in ein mathematisches Modell lassen sich verschiedene, geologisch sinnvolle Szenarien für die Beckenentwicklung berechnen. Dabei werden als Ergebnis unter anderem jeweils Temperaturen und Reifeparameter ermittelt, die mit den entsprechenden Messgrößen verglichen werden können und somit eine Überprüfung der Szenarien erlauben. Während die 1D-Simulationen keine Aussagen über den konduktiven und den konvektiven Anteil am Wärmefluss (CLAUSER & VILLINGER 1990) zulassen, ist dies durch die Anwendung von 2D- und 3D-Simulationsprogrammen möglich.

Ziel der Simulationen im Saar-Nahe-Becken ist die Quantifizierung der erodierten Überlagerungsmächtigkeiten und des Paläowärmeflusses zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung bzw. maximalen Temperaturbeanspruchung sowie der Wärmeflussgeschichte.

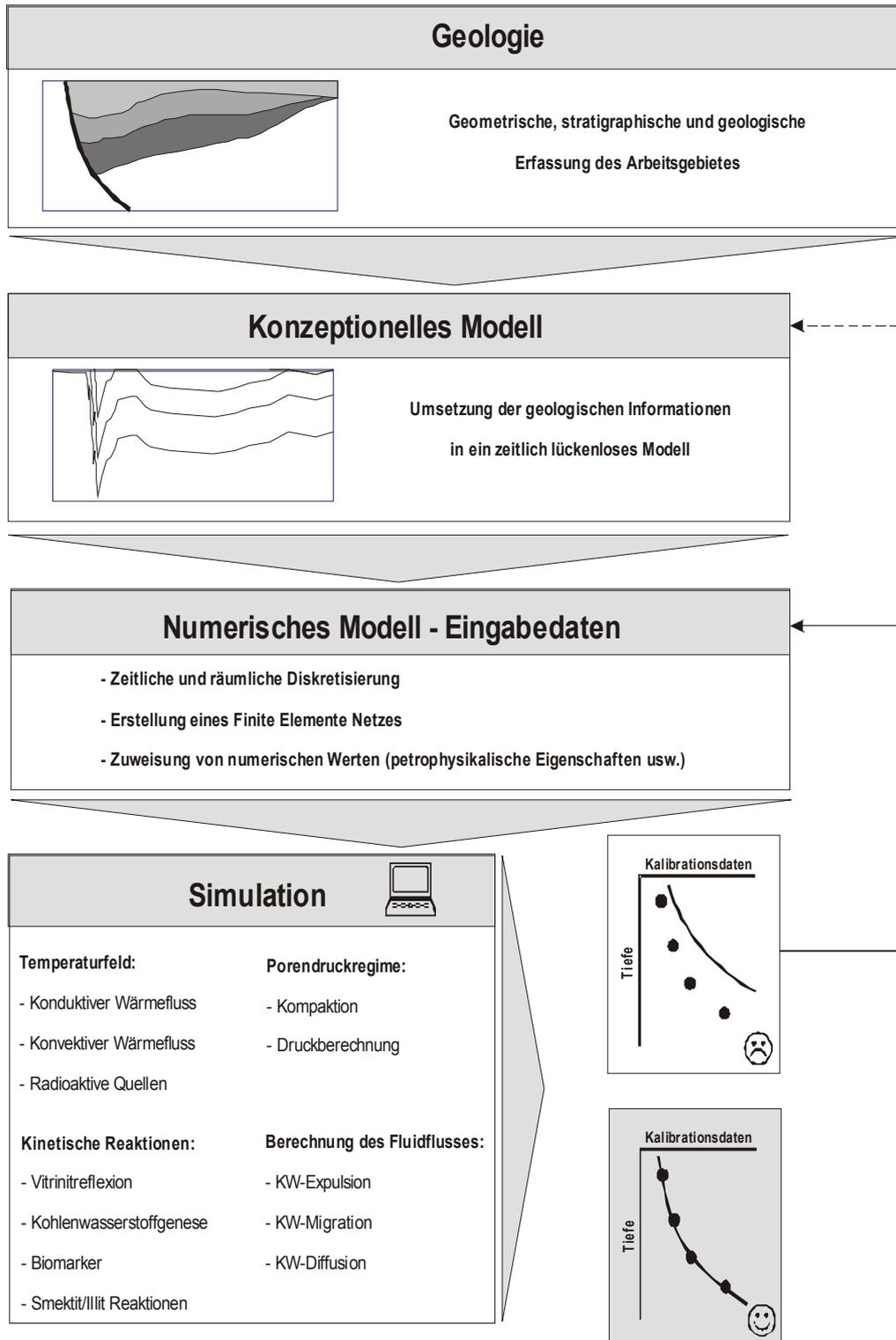


Abb. 11: Schematischer Ablauf einer Simulationsstudie.

3.2 Beckensimulationsprogramme

Eine umfangreiche Einführung zum Thema Entwicklung und Funktion von Beckensimulationsprogrammen geben u.a. BÜKER (1996), HERMANRUD (1993), LITCKE et al. (1993), POELCHAU et al. (1997), TISSOT & WELTE (1984), UNGERER et al. (1990), WELTE (1972), WELTE & YALCIN (1988), WYGRALA (1989), YALCIN et al. (1997).

Für die eindimensionalen (1D) Simulationen wurde das von der Firma IES GmbH, Jülich entwickelte Programm PDI-PC (Pre Drilling Intelligence) Version 2.2 verwendet. Mit diesem Programm, das die Finite-Differenzen-Methode verwendet, kann die Absenkungs-, Erosions- und Temperaturgeschichte von Bohrungen rekonstruiert werden (siehe u.a. WYGRALA 1989, KIEFER 1993, LEISCHNER 1994, LITCKE et al. 1993, LITCKE et al. 1994, SACHSENHOFER & LITCKE 1993). Zu Vergleichszwecken konnte das Programm BasinMod 1-D Version 5.4 der Firma Platte River herangezogen werden (z.B. AL-AROURI et al. 1998, CARTER et al. 1998). Da diese Programme nur eine räumliche Dimension erfassen, können sowohl laterale Einflüsse auf das Temperaturfeld als auch Migrationsmechanismen nicht berechnet werden.

Mit dem PetroMod2DTM-Programmpaket Version 5.0 ist es möglich, Simulationsrechnungen zweidimensional, d.h. entlang eines seismischen oder geologischen Profils durchzuführen. Das Profil wird räumlich durch vertikale Gitterlinien („grid points“) und zeitliche durch isochrone Ereignisse („events“) diskretisiert. Dieses Programm basiert auf der Finite-Elemente-Methode, d.h. das zu simulierende Profil wird mit einem Finite-Elemente-Netz überzogen, das zwischen vertikalen Gitterlinien und den Event-Grenzen aufgespannt wird. Detaillierte Beschreibungen der mathematischen Grundlagen sowie der Funktionsweisen sind u.a. der Arbeit von BÜKER (1996) und HANTSCHHEL (1996) zu entnehmen.

Das Programmpaket PetroMod3DTM Version 7.0 erlaubt dreidimensionale Simulationsrechnungen des Temperatur- und Druckfeldes sowie der Kohlenwasserstoffgenese, Expulsion und Migration. Das Finite-Elemente-Netz wird durch ein in x- und y-Richtung regelmäßiges Gitternetz aufgespannt. Die gesamten Inputdatensätze basieren auf Karten (Tiefenkarten von Horizonten, Mächtigkeitkarten, Paläowassertiefenkarten usw.). Es handelt sich um einen Hybridsimulator (Kombination von „Darcy Flow“ und „Flowpathmodellung“). Die Funktionsweisen der einzelnen Programm-Module sind u.a. in HANTSCHHEL (2002) beschrieben.

4 Temperaturverteilung und Wärmetransport

Wärme kann durch Konduktion, Konvektion und Radiation übertragen werden. Die Wärmeübertragung in einem porösen Medium (Gestein) erfolgt im Wesentlichen durch zwei Prozesse: i) Konduktion und ii) Konvektion.

- 1) Unter Konduktion (Wärmeleitung) versteht man den masselosen Energietransport. Kinetische Energie wird durch die Kollision von atomaren bzw. molekularen Teilchen übertragen, wenn in dem entsprechenden Medium ein Temperaturungleichgewicht bzw. Temperaturgradient herrscht.
- 2) Die Wärmeübertragung durch Konvektion (Wärmeströmung) erfolgt durch den Transport von Masse. Wärmekonvektion ist von großer Bedeutung bei hydrothermalen Systemen bzw. generell bei der Anwesenheit von Fluiden. Intrusivkörper sind ein Extrembeispiel für Konvektion. Der konvektive Wärmetransport ist wesentlich effektiver als der konduktive.
- 3) Ein dritter Prozess zur Wärmeübertragung ist die Radiation. Er spielt aber in dieser Studie kaum eine Rolle. Bei der Radiation oder Wärmestrahlung wird Wärmeenergie von einem Körper zum anderen durch Emission und Adsorption elektromagnetischer Wellen transportiert. Ab Temperaturen von ca. 600 °C ist dieser Prozess messbar. Die Wärmeübertragung durch Radiation wird allerdings erst ab ca. 1200 °C bedeutsam (CLAUSER & HUENGES 1995).

4.1 Wärmeflussdichte

Der Wärmetransport zwischen Gebieten unterschiedlicher Temperatur ist charakterisiert durch einen thermischen Gradienten, wobei der Wärmefluss proportional zum Temperaturgradienten ist. Der Proportionalitätskoeffizient ist die thermische Leitfähigkeit oder Wärmeleitfähigkeit λ .

$$q = -\lambda \cdot \text{grad}T \quad [\text{mW/m}^2] \quad \text{Gleichung 1}$$

q = Wärmestromdichte, Wärmefluss, λ = Wärmeleitfähigkeit, $\text{grad} T$ = Temperaturgradient

4.2 Wärmeleitfähigkeit

Die thermischen Leitfähigkeiten von Gesteinen bestimmen zu einem großen Teil die Wärmeverteilung in einem Sedimentbecken und damit die Reife des organischen Materials (POELCHAU et al. 1997). Die Gesamtwärmeleitfähigkeit eines Gesteins setzt sich zusammen aus der Matrix-Wärmeleitfähigkeit (Minerale) und der Wärmeleitfähigkeit der Porenfüllung (Wasser, Luft, Kohlenwasserstoffe, CO_2 , N_2). Da Wasser eine höhere Wärmeleitfähigkeit als Luft, aber eine geringere als alle Minerale besitzt, gilt: $\lambda_{\text{Matrix}} > \lambda_{\text{feuchte Probe}} > \lambda_{\text{trockene Probe}}$. Somit ist die Gesamtwärmeleitfähigkeit eine Funktion der Porosität bzw. des Kompaktionsgrades, der Mineralogie der Gesteinsmatrix und der Porenfüllung.

Die Gesamtwärmeleitfähigkeit eines Gesteins wird aus dem geometrischen Mittelwert der Wärmeleitfähigkeiten der Einzelkomponenten berechnet.

$$\lambda = \lambda^s^{(1-\Phi)} \cdot \lambda^a^{\Phi \cdot S^a} \cdot \lambda^o^{\Phi \cdot S^o} \cdot \lambda^g^{\Phi \cdot S^g} \quad [\text{W}/(\text{m K})] \quad \text{Gleichung 2}$$

λ = Gesamtwärmeleitfähigkeit, λ^s = Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix, λ^a = Wärmeleitfähigkeit von Wasser, λ^o = Wärmeleitfähigkeit der Öl-Phase, λ^g = Wärmeleitfähigkeit der Gas-Phase, Φ = Porosität, S^a = Wassersättigung, S^o = Ölsättigung, S^g = Gassättigung. HANTSCHER (1996).

Die Wärmeleitfähigkeit von Mineralen und damit der Gesteinsmatrix nimmt mit zunehmender Temperatur ab. Für die meisten Sedimentgesteine nimmt die Wärmeleitfähigkeit bis ca. 300 °C nahezu linear ab. Bei höheren Temperaturen stellt sich ein nahezu konstanter Wert ein.

Im Verlauf der Versenkung eines Gesteinspaketes treten zwei Effekte auf. Durch die Kompaktion verringert sich die Porosität und damit erhöht sich die Gesamt-Wärmeleitfähigkeit. Mit zunehmender Versenkung nimmt allerdings auch die Temperatur zu. Dies bewirkt eine Abnahme der Matrix-Wärmeleitfähigkeit. Abbildung 12 zeigt das Zusammenspiel beider Prozesse. Bis ca. 3000 m verringert sich die Porosität der dargestellten Lithologien und die Wärmeleitfähigkeit erhöht sich. Zwischen 3000 und 6000 m stellt sich ein Gleichgewicht ein. Nachdem sich die Porosität bei weiterer Versenkung, wenn überhaupt, nur noch wenig verringert, wird die Abnahme der Matrix-Wärmeleitfähigkeit bei zunehmender Temperatur bestimmend, d.h. auch die Gesamt-Wärmeleitfähigkeit nimmt ab.

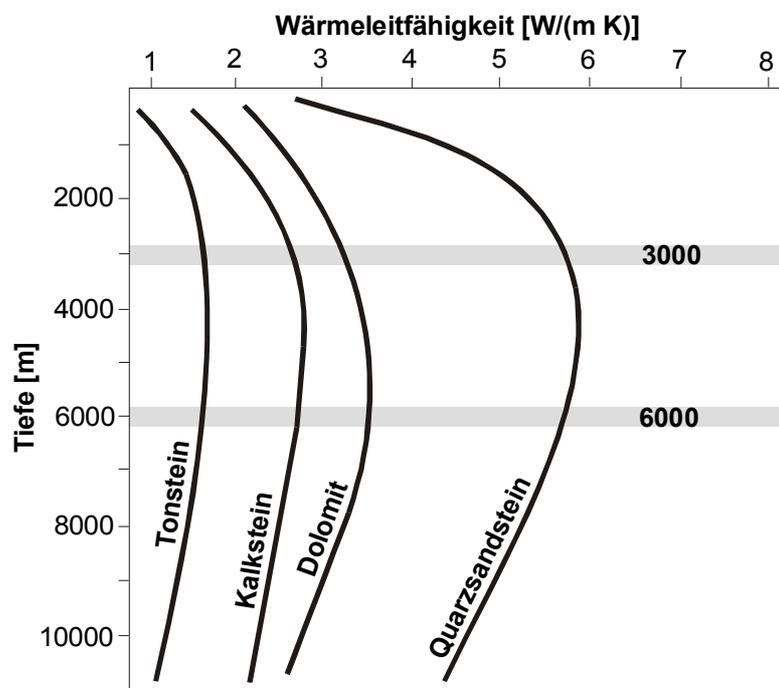


Abb. 12: Wärmeleitfähigkeit verschiedener Lithologien mit zunehmender Tiefe. Der Porenraum ist mit Wasser gefüllt. Verändert nach UNGERER et al. (1990).

4.3 Spezifische Wärme

Die spezifische Wärmekapazität eines Körpers ist die Wärmemenge, die benötigt wird, um 1 g des Körpers um 1 °C zu erwärmen. Die spezifische Wärmekapazität des Gesteins wird als geometrisches Mittel aus den entsprechenden Einzelwerten errechnet:

$$c = c^s(1-\Phi) \cdot c^a\Phi \cdot S^a \cdot c^o\Phi \cdot S^o \cdot c^g\Phi \cdot S^g \quad [\text{J}/(\text{g K})] \quad \text{Gleichung 3}$$

c = spezifische Wärmekapazität des Gesamtgesteins, c^s = spezifische Wärmekapazität der Gesteinsmatrix, c^a = spezifische Wärmekapazität von Wasser, c^o = spezifische Wärmekapazität der Öl-Phase, c^g = spezifische Wärmekapazität der Gasphase, Φ = Porosität, S^a = Wassersättigung, S^o = Ölsättigung, S^g = Gassättigung. HANTSCHHEL (1996).

Wird beispielsweise ein Gesteinskörper durch schnelle Absenkung in größere Tiefen verbracht, ist das daraus resultierende Temperaturfeld „gestört“, d.h. die Temperatur ist geringer, als in der entsprechenden Tiefe zu erwarten. Dies wird „Transient Effect“ genannt; hervorgerufen durch die spezifische Wärmekapazität. Betrachtet man dies bei der Temperaturberechnung nicht, können erhebliche Abweichungen und Fehler die Folge sein. Rechnungen ohne Berücksichtigung der Wärmekapazität werden „Steady State“ genannt.

4.4 Wärmeübertragung

Die Wärmeübertragung in einem homogenen aber anisotropen Körper kann durch folgende Differentialgleichung beschrieben werden:

$$\partial_i \lambda_{ij} \partial_j T - \rho c \partial_t T = \rho^f c^f \partial_i (v_i T) + Q^{rad} \quad \text{Gleichung 4}$$

T = Temperatur, λ = thermische Leitfähigkeit, ρ = Dichte, c = spezifische Wärmekapazität, v_i = Geschwindigkeit der Flüssigkeit, ρ^f = Dichte der Flüssigkeit, c^f = spezifische Wärmekapazität der Flüssigkeit, Q^{rad} = radioaktive Wärmeproduktion. HANTSCHHEL (1996).

Die vier Terme der Gleichung beschreiben die Konduktion ($\partial_i \lambda_{ij} \partial_j T$), den „Transient Effect“ ($\rho c \partial_t T$), die Konvektion ($\rho^f c^f \partial_i (v_i T)$) und die interne (radioaktive) Wärmequelle (Q^{rad}). Es gilt der Energieerhaltungssatz bzw. eine daraus abgeleitete Leistungsbilanz (HANTSCHHEL 1996).

4.5 Kompaktion und Porosität

Die Bestimmung der Gesteinsporositäten und deren Änderung durch die Zeit sind von großer Wichtigkeit bei der dynamischen Betrachtung der Beckenentwicklung. So sind beispielsweise die Wärmeleitfähigkeit sowie die Wärmekapazität direkt abhängig von der Porosität bzw. der Porenfüllung. Dies trifft auch auf viele Eigenschaften zu, die die Fluidmigration steuern z.B. Permeabilität und Kapillardrücke von Gesteinen.

$$\partial_t \Phi = -(1 - \Phi) \cdot C \cdot \partial_i u^\sigma \quad u^\sigma = u^t - u^p \quad \text{Gleichung 5}$$

Φ = Porosität, C = Kompressibilität der Gesteinsmatrix, u^σ = hydraulisches Potential des effektiven Stresses, u^t = hydraulisches Potential des Gesamtstress (external load), u^p = hydraulisches Potential des Porendruckes. HANTSCHHEL (1996).

4.6 Berechnung der Vitrinitreflexion

Für die Berechnung der Vitrinitreflexion wurde der EASY%Ro-Ansatz von SWEENEY & BURNHAM (1990) benutzt. Es handelt sich dabei um eine Vereinfachung des VITRIMAT Modells von BURNHAM & SWEENEY (1989). Die Reifung von Vitrinit mit zunehmender thermischen Beanspruchung wird durch vier parallel ablaufende Reaktionen beschrieben: die Abspaltung von Wasser (H_2O), Kohlendioxid (CO_2), höheren Kohlenwasserstoffen (CH_n) und Methan (CH_4). Die Berechnung dieser Vorgänge beruht auf der Arrhenius-Gleichung:

$$K = A \cdot e^{-\left(\frac{E}{RT}\right)} \quad \text{Gleichung 6}$$

K = Reaktionsrate, A = Frequenzfaktor, Reaktionsgeschwindigkeit, Anzahl der Abspaltungsvorgänge pro Zeiteinheit, E = Aktivierungsenergie, R = Allgemeine Gaskonstante, T = Temperatur.

Die ablaufenden Reaktionen werden durch Aktivierungsenergieverteilungen mit dazugehörigem Reaktionspotential (stöchiometrische Faktoren) und einem konstanten Frequenzfaktor

(Reaktionsgeschwindigkeit) beschrieben. Im EASY%Ro-Modell werden die vier Reaktionen zu einer Aktivierungsverteilung zusammengefasst, die von 34 bis 72 kcal/mol reicht (Abb. 13). Der Frequenzfaktor beträgt $10^{13} \cdot \text{s}^{-1}$.

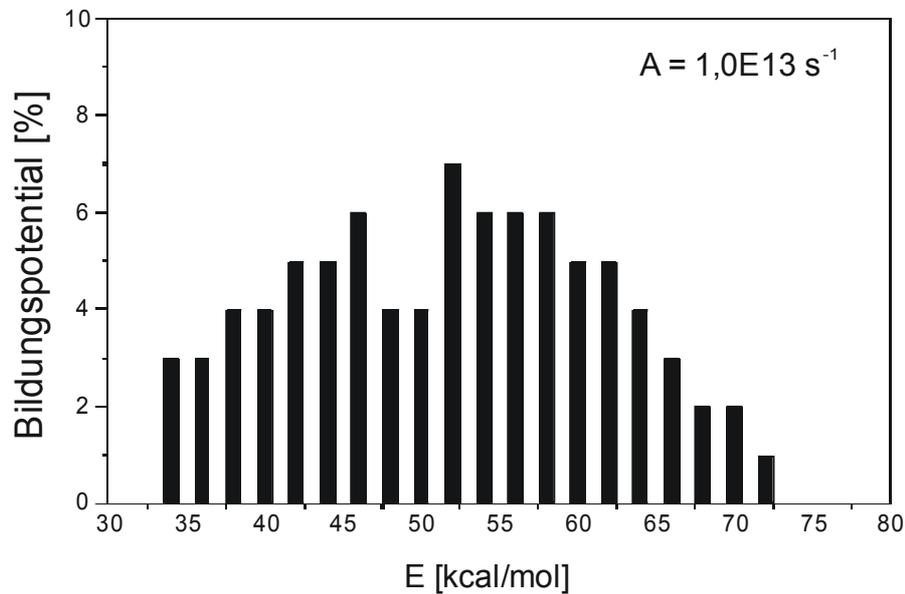


Abb. 13: Aktivierungsenergieverteilung EASY%Ro-Modell von SWEENEY & BURNHAM (1990).

Diese Methode ermöglicht die Berechnung von Vitrinitreflexionswerten zwischen 0,2 und 4,6 % R_r . Die Kinetik von LARTER (1989) hingegen ist auf einen Reifebereich zwischen 0,45 und 1,5 % R_r beschränkt. Im Vergleich mit der empirischen TTI-Methode von LOPATIN (1971) bzw. WAPLES (1980) können komplexe Temperaturgeschichten und deren Auswirkung auf die Maturität wesentlich besser nachvollzogen werden (siehe auch LEISCHNER 1994, POELCHAU et al. 1997, SACHSENHOFER & LITKE 1993).

5 Analytische Methoden

5.1 Rock-Eval Pyrolyse

Die Rock-Eval Pyrolyse ist ein Standard-Analyseverfahren zur Bestimmung der thermischen Reife des organischen Materials und zur Charakterisierung des Kerogentyps (ESPITALIÉ 1986, ESPITALIÉ et al. 1985a, ESPITALIÉ et al. 1985b und ESPITALIÉ et al. 1977). Die Messungen wurden an einem Rock-Eval-II-Gerät der Firma DELSI durchgeführt. Zunächst wird die Probe (ca. 10 mg Gesteinspulver) in einen 300 °C heißen Ofen gefahren, wobei in ca. 3 Minuten alle frei vorhandenen und adsorptiv gebundenen leichtflüchtigen Kohlenwasserstoffe freigesetzt werden. Deren quantitative Bestimmung erfolgt an einem Flammenionisationsdetektor (FID) und ergibt den S₁-Peak (mg KW/g Gestein). Danach wird die Temperatur des Ofens mit 25 °C pro Minute auf 550 °C erhöht. In diesem Temperaturintervall werden Kohlenwasserstoffe, Kohlendioxid und Wasser freigesetzt. Die Menge der mobilisierten Kohlenwasserstoffe wird wiederum am FID erfasst und als S₂-Peak (mg KW/g Gestein) bezeichnet. Die Temperatur der maximalen Kohlenwasserstoffgenese (T_{max}) ist definiert durch das Maximum des S₂-Peaks. Im Anschluss an den S₂-Peak wird die Menge an Kohlendioxid, die während der Aufheizphase bis 390 °C gebildet und aufgefangen wurde, an einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor (WLD) gemessen (S₃-Peak; mg CO₂/g Gestein). T_{max} nimmt mit zunehmender Reife des Muttergesteins zu und wird deshalb auch als Reifeparameter verwendet. Der Kerogentyp eines Gesteins ist charakterisiert durch den Wasserstoffindex HI (S₂/TOC) und den Sauerstoffindex OI (S₃/TOC). Es besteht ein linearer Zusammenhang beider Indizes mit den Elementarverhältnissen H/C und O/C, die durch eine Elementanalyse des Kerogens gewonnen werden. Deshalb können Wasserstoff- und Sauerstoffindex anstatt eines van-Krevelen-Diagramms (H/C zu O/C) gegeneinander aufgetragen und in gleicher Weise interpretiert werden.

5.2 Organisch-geochemische Untersuchungen

Durch Anwendung von organisch-geochemischen Untersuchungsmethoden können zusätzliche Reifeparameter bestimmt werden. Der wichtigste dieser Parameter ist der Methylphenanthren-Index (MPI1), der von RADKE et al. (1982) entwickelt wurde. Bei diesem molekularen Reifeparameter wird das Verhältnis von Phenanthren und vier seiner methylsubstituierten

Isomere (Methylphenanthren = MP) untersucht. Über empirische Formeln ist es möglich, mit dieser Methode Vitrinitreflexionswerte (R_c) zu berechnen.

Zur Extraktion des löslichen organischen Materials wurde eine Soxhlet-Apparatur verwendet. Das pulverförmige Probenmaterial wird dabei 30 h mit 150 ml Dichlormethan extrahiert. Die Auftrennung des extrahierten Substanzgemisches in eine aliphatische und aromatische Kohlenwasserstofffraktion sowie die Heterokomponenten (NSO-Komponenten) erfolgte durch die Anwendung der Mitteldruck-Flüssigkeitschromatographie (MPLC = Medium Pressure Liquid Chromatography). Die gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstoffe wurden mit Hilfe eines Gaschromatographen (FISONS GC 8000) qualitativ und quantitativ bestimmt.

Für die Berechnung des Methylphenanthren-Index (MPII) wurde folgende Formel verwendet:

$$MPII = 1,5 \left(\frac{2MP + 3MP}{P + IMP + 9MP} \right) \quad \text{Gleichung 7}$$

Nach RADKE & WELTE (1983) und RADKE et al. (1982) gelten folgende Formel für die Berechnung der Vitrinitreflexion (R_c):

$$R_c (\%) = 0,6 MPII + 0,4 \quad (\text{für } VR_r \leq 1,35 \%) \quad \text{Gleichung 8}$$

$$R_c (\%) = -0,6 MPII + 2,6 \quad (\text{für } VR_r \leq 1,35 \%) \quad \text{Gleichung 9}$$

5.3 Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen

Die Bestimmung der Temperaturen von Phasenänderungen in einem Flüssigkeitseinschluss durch Aufheizen und Abkühlen der Probe wird als Mikrothermometrie bezeichnet. Dabei wird davon ausgegangen, dass unter den Druck- und Temperaturbedingungen bei der Entstehung eines Flüssigkeitseinschlusses eine homogene fluide Phase vorliegt. Nehmen Druck und Temperatur ab, z.B. durch Hebung und Erosion von überlagernden Gesteinsschichten, kann sich die homogene fluide Phase in eine dampfförmige und eine flüssige Phase entmischen. Die dampfförmige Phase wird auch Gasblase genannt.

Mit einem Heiz-Kühltisch ist es möglich, einen Gesteinsdünnschliff langsam zu erhitzen und gleichzeitig unter dem Mikroskop die dadurch resultierenden Phasenänderungen zu beobachten. Durch das Erhitzen wird die Gasblase immer kleiner und verschwindet bei einer bestimmten Temperatur, d.h. die dampfförmige und die flüssige Phase gehen in eine homogene fluide Phase über. Diese Temperatur wird als Homogenisierungstemperatur bezeichnet und gibt die minimale Einschlusstemperatur wieder. Minimal deshalb, weil unter Atmosphärenbedingungen gemessen wird und nicht unter den tatsächlichen Druckbedingungen, die bei der Einschlussbildung vorherrschten.

Grundvoraussetzung für die Interpretation von Homogenisierungstemperaturen als absolute Paläotemperaturen sind:

- a) Bei der Einschlussbildung war eine homogene Phase vorhanden.
- b) Der Chemismus der eingeschlossenen Phase sowie das Volumen des Einschlusses haben sich seit der Bildung nicht verändert.
- c) Der Druck bei der Einschlussbildung muss bekannt sein, um evtl. eine Druckkorrektur vorzunehmen.

Wenn möglich, untersucht man Einschlüsse in Kalziten, da die darin enthaltenen Einschlüsse sich bei Erhöhung der Temperatur, z.B. durch Absenkung, reequilibrieren und somit die Maximaltemperatur widerspiegeln, der das Gestein ausgesetzt war. BARKER & GOLDSTEIN (1990) konnten auch ohne Druckkorrektur einen linearen Zusammenhang zwischen der Homogenisierungstemperatur und a) der Formationstemperatur in Bohrungen bei heutiger maximaler Temperaturbeanspruchung und b) der Vitrinitreflexion nachweisen (Abb. 14).

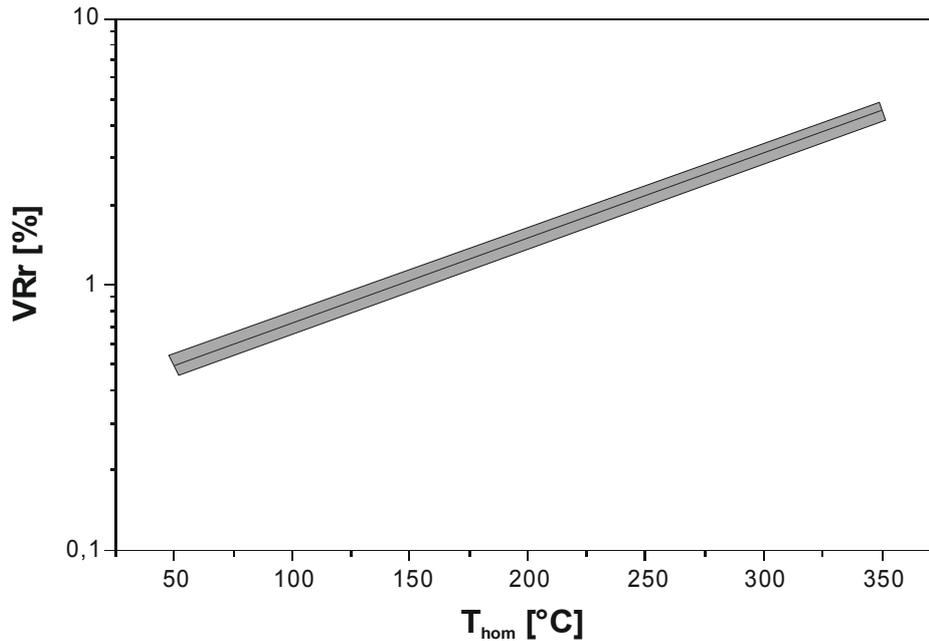


Abb. 14: Zusammenhang von Vitrinitreflexion und Homogenisierungstemperatur in Kalziten.
Verändert nach BARKER & GOLDSTEIN (1990).

Details zu Flüssigkeitseinschlüssen, zur Mikrothermometrie und zu weiterführender Literatur sind in GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) zu finden. Die Temperaturmessungen wurden mit einem LINKHAM THM 600/TMS 90 Kühl-Heiztisch, montiert auf einem OLYMPUS BH-2 Mikroskop, durchgeführt.

5.4 Vitrinitreflexion

Vitrinite sind Macerale (kleinste im Mikroskop sichtbare Einheiten der Kohle), die sich von humosen Resten der Pflanzen ableiten lassen. Das Reflexionsvermögen der Vitrinite ändert sich in Folge chemisch struktureller Veränderungen während der Inkohlung als Funktion von Temperatur und Zeit. Da die Intensität der Reflexion \pm kontinuierlich und langsam über die gesamte Inkohlungsreihe bis hin zum Anthrazit zunimmt, ist die Bestimmung der Vitrinitreflexion zur Ermittlung des Inkohlungsgrades und damit der Temperaturbeeinflussung von Kohlen und dispers verteiltem organischen Material in Sedimenten besonders gut geeignet. Da der Prozess der Inkohlung nicht umkehrbar ist, dokumentiert die Vitrinitreflexion immer die höchsten Temperaturen seit der Ablagerung des organischen Materials. Standardmäßig wird bei Kohlen die Reflexion am Vitrinitmaceral Collotelinit gemessen. Die Methoden der

Vitrinitreflexionsmessung sowie der organischen Petrographie sind u.a. in LITKE (1993), ROBERT (1988), STACH et al. (1982), TAYLOR et al. (1998), WOLF (1988) beschrieben.

Die Messung der Vitrinitreflexion erfolgte an einem Leitz MPV 2 Mikroskop. Bei Kohlen wurden an jedem Anschliff 50 Einzelmessungen durchgeführt. In Sedimenten mit wenig organischem Material war dies nicht immer möglich. Aus diesem Grund wurden teilweise Kerogenkonzentrate hergestellt. In allen Fällen wurde die „random“ Reflexion (VR_r) bestimmt, d.h. die Messungen erfolgten unter unpolarisiertem Licht und unabhängig von der Orientierung der Vitrinite.

Ein teilweise kontrovers diskutiertes Problem ist die sogenannte sekundäre Bituminisierung der Vitrinite in Saarkohlen und die daraus resultierenden Auswirkungen auf die Vitrinitreflexion. HAGEMANN et al. (1989), PICKEL & GÖTZ (1991), PÜTTMANN et al. (1985), VLIEX et al. (1994) und WOLF & WOLFF-FISCHER (1984) stellen in ihren Untersuchungen fest, dass das Reflexionsvermögen der Vitrinite in Saarkohlen herabgesetzt ist und damit die Methode der Vitrinitreflexion nicht den tatsächlichen Inkohlungsgrad widerspiegelt. Erklärt wird dies durch eine sekundäre Bituminisierung, erkennbar durch starke Fluoreszenz der Vitrinite. Beträchtliche Gehalte an Cutinit und Algininit stehen wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Bituminisierung (u.a. HUTTON & COOK 1980). PICKEL & GÖTZ (1991) stellten fest, dass nach einer überkritischen Extraktion mit Toluol (350 °C) die Reflexion des Vitrinit zunimmt und damit ein beträchtlicher Teil des extrahierten Bitumens im Vitrinit lokalisiert war. PRANGE (1989) untersuchte Saarkohlen aus dem Westfal C, D und Stefan A. Eine Herabsetzung des Reflexionsgrades des Collotelinit konnte sie allerdings nur bei Kohlen des Westfal C feststellen. Dass die Vitrinitreflexion von Saarkohlen herabgesetzt sein muss, wird von den oben genannten Autoren mit der Tatsache begründet, dass im Vergleich zu Ruhrkohlen die Saarkohlen gleicher Vitrinitreflexion andere technologische Eigenschaften (Kokungseigenschaften etc.) aufweisen. Dies ist aber nicht unbedingt nur auf Reifeunterschiede, sondern auch auf eine unterschiedliche Zusammensetzung der Kohlen aufgrund verschiedener Ablagerungsmilieus (paralisch - limnisch) zurückzuführen. Zu den Ergebnissen von PICKEL & GÖTZ (1991), wonach die Reflexion des Vitrinit nach einer überkritischen Toluol-Extraktion zunimmt, ist zu bemerken, dass eine Aufheizung auf 350 °C Nachinkohlungsprozesse bewirkt haben könnte. Nach der Arbeit von SCHENK et al. (1990) ist das Reflexionsvermögen des Vitrinit unabhängig vom Bitumengehalt. Auch LITKE (1993) schloss eine einfache Beziehung zwischen Bituminierung und Vitrinitreflexion aus. In einem bestimmten Inkohlungsbereich, dem sogenannten Erdölfenster (ca. 0,6 bis 1,2 % VR_r), sind aufgrund der Kohlenwasserstoffbildung grundsätzlich alle Kohlen mehr oder weniger bituminisiert. Der

kinetische Ansatz von SWEENEY & BURNHAM (1990), mit dem in der Simulation die Vitrinitreflexion errechnet wird, wurde aus solchen (bituminierten) Kohlen abgeleitet. Des weiteren konnte in dieser Arbeit in Inkohlungsprofilen von Bohrungen (z.B. Hohlenstein, Quierschied-Nord) keine Herabsetzung der Vitrinitreflexionswerte in bestimmten stratigraphischen Niveaus (z.B. Sulzbach-Schichten, Westfal C) festgestellt werden. Da die Vitrinitreflexion außerdem an nicht-fluoreszierenden Colloteliniten gemessen wurden, scheint es unbegründet, die Vitrinitreflexion als nicht geeigneten Kalibrationsparameter für die thermische Modellierung des Saar-Nahe-Beckens anzusehen. Zur weiteren Diskussion über die Herabsetzung der Vitrinitreflexion (suppression) siehe u.a. DIESSEL & GAMMIDGE (1998), HAO & CHEN (1992), LO (1993), LO et al. (1997), MUKHOPADHYAY & DOW (1994), MURCHISON et al. (1991), WILKINS et al. (1995).

Von der Deutschen Steinkohle AG und dem Geologischen Dienst NRW wurden die Wassergehalte (COAL-Wasser und hygroskopischer Wassergehalt) der Flöze Schwalbach (970), Flöz 3 (480) und von vier Bohrungen zur Verfügung gestellt. COAL-Wasser und hygroskopischer Wassergehalt können nicht direkt in die Simulationsprogramme übernommen werden, sondern müssen in Vitrinitreflexion (VR_r) umgerechnet werden.

Auf der Basis des Datensatzes der Arbeit von TILLY-BALZ (1987) kann folgender empirischer Zusammenhang der Inkohlungsparameter Vitrinitreflexion und COAL-Wasser angegeben werden (nur für Vitrinitreflexionswerte unter 1 %):

$$COAL\text{-Wasser} = 20,26 - 20,37 \cdot VR_r \quad \text{Gleichung 10}$$

Bei früheren Inkohlungsuntersuchungen (60er Jahre) im Saar-Gebiet wurde vor allem der hygroskopische Wassergehalt der Vitrinite von Flözkohlen als Inkohlungsparameter benutzt (DAMBERGER 1966, DAMBERGER 1968, DAMBERGER et al. 1964, TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1966). TEICHMÜLLER et al. (1983) konnten sowohl hygroskopische Wassergehalte von Vitriniten als auch die Vitrinitreflexion am gleichen Material messen. Daraus ergibt sich die Formel:

$$VR_r = 1,216 - 0,146 \cdot \text{hygrosk. Wasser} + 0,013 \cdot \text{hygrosk. Wasser}^2 \quad \text{Gleichung 11}$$

5.5 Wärmeleitfähigkeitsmessungen

Um die Wärmeleitfähigkeit einer Gesteinsprobe zu bestimmen, wird eine Temperaturstörung in der Probe erzeugt und das resultierende Temperaturverhalten registriert. Dafür existieren zwei grundsätzlich verschiedene Messprinzipien: 1) die Methode des stationären und 2) des instationären Wärmestroms (PRIBNOW 1994).

Zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit (λ) in Abhängigkeit von der Temperatur wurde die sogenannte „divided bar“-Apparatur verwendet. Es handelt sich hierbei um eine stationäre Messmethode. Grundkonzept dieser Methode ist der Vergleich der Wärmeleitfähigkeit der Probe mit der bekannten Wärmeleitfähigkeit eines Standards.

Aus den Gesteinsproben wird jeweils senkrecht zur Schichtung ein Kern mit einem Durchmesser von 5 cm gebohrt und die Stirnseiten der Kerne anschließend auf eine Enddicke von 12 bis 13 mm plan geschliffen. Die Probe wird zwischen zwei Referenzkörper eingespannt (Abb. 15). Die Enden des so entstandenen Stapels werden auf verschiedenen, konstanten Temperaturen gehalten. Nachdem sich ein stationärer Wärmefluss/Wärmestrom eingestellt hat, kann die Wärmeleitfähigkeit der Probe aus den bekannten Temperaturgradienten und Dicken der Probe sowie der Referenzkörper berechnet werden. Die Wärmeleitfähigkeiten wurden in einem Temperaturbereich von 20 bis 200 °C, mit einem Intervall von 20 °C gemessen. Für die temperaturabhängigen Wärmeleitfähigkeitsmessungen wurde ein Holometrix COM-800 Gerät verwendet.

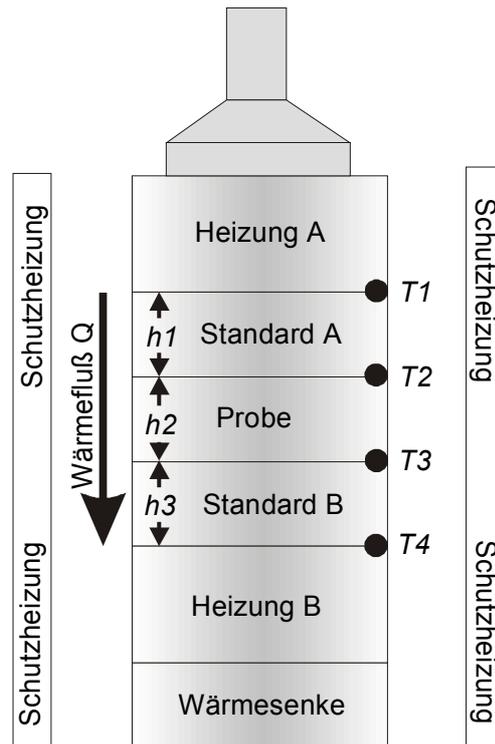


Abb. 15: „Divided bar“-Apparatur zur Messung der temperaturabhängigen Wärmeleitfähigkeit von Gesteinsproben. Erläuterungen im Text.

$$q = -\lambda \cdot \text{grad}T \quad \text{Gleichung 12}$$

$$q_A = -\lambda_A \cdot \frac{T_1 - T_2}{h_1} \quad \text{Gleichung 13}$$

$$q_B = -\lambda_B \cdot \frac{T_3 - T_4}{h_3} \quad \text{Gleichung 14}$$

$$q_P = -\lambda_P \cdot \frac{T_2 - T_3}{h_2} \quad \text{Gleichung 15}$$

$$q_A = q_P = q_B \quad \text{Gleichung 16}$$

$$\lambda_P = \frac{h_2}{2 \cdot (T_2 - T_3)} \left[\lambda_A \cdot \frac{T_1 - T_2}{h_1} + \lambda_B \cdot \frac{T_3 - T_4}{h_3} \right] \quad \text{Gleichung 17}$$

q = Wärmestromdichte/Wärmefluss, λ = Wärmeleitfähigkeit, $\text{grad}T$ = Temperaturgradient, h = Dicke, T = Temperatur, A = StandardA, B = StandardB, P = Probe.

Mit der Halbraum-Linienquelle wird die thermische Leitfähigkeit bei Zimmertemperatur in Abhängigkeit von der Textur der Sedimente gemessen, d.h. winkelabhängig von der Schichtung.

Die Halbraumlinienquelle ist eine sogenannte instationäre Messmethode. Dabei wird der für die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit notwendige Temperaturgradient mittels kontinuierlicher Temperaturänderung erzeugt. Für die Messungen werden Kernhälften senkrecht zur Schichtung verwendet, deren Oberfläche mit Schleifpaste der Körnung 400 geglättet wird. Die Linienquelle, die in Kontakt mit der Probe steht (Anpressdruck 20 bis 30 bar), wird kontinuierlich aufgeheizt (100 s mit ca. 10 W m^{-1}). Während der Heizdauer wird die Temperatur der Quelle selbst gemessen. Aus dem Temperaturverlauf der Quelle kann auf die Wärmeleitfähigkeit der Probe geschlossen werden.

In der Arbeit von PRIBNOW (1994) sind die verschiedenen Messmethoden zur Wärmeleitfähigkeitsmessung sowie deren Vor- und Nachteile ausführlich beschrieben. CLAUSER & HUENGES (1995), HAENEL et al. (1988) bieten einen sehr guten Überblick sowie einen Einstieg in weiterführende Literatur zu den Themen Wärmeleitfähigkeit und Wärmefluss. Über den aktuellen Stand der Bewertung von Wärmeleitfähigkeitsmessungen, Daten, Interpretation und Anwendung informieren zudem die Artikel von ANAND et al. (1973), BLACKWELL & STEELE (1989), GALLAGHER et al. (1997), MIDTTOEMME & ROALDSET (1999) und VASSEUR et al. (1995).

5.6 Apatitspaltspurenanalyse

Die Analyse von Spaltspuren in Apatiten ermöglicht die Rekonstruktion der Temperaturgeschichte eines Gesteines im Bereich unterhalb von ca. 110 C° , der typisch für die oberen 3 bis 4 km der Erdkruste sind. Apatit ist ein in Sedimenten häufig vorkommendes akzessorisches Mineral. Damit ist die Apatitspaltspuren-Methode in vielen Sedimentbecken anwendbar und das in einem Bereich von Millionen bis hunderter Millionen Jahre (GLEADOW & BROWN 1999). Die Grundlagen dieser Methoden werden u.a. in WAGNER & VAN DEN HAUTE (1992) ausführlich beschrieben.

Spaltspuren („fission tracks“) sind Fehler im Kristallgitter von Mineralen, die durch den spontanen Zerfall von ^{238}U entstehen. Bei diesem Zerfallsprozess entstehen zwei positiv geladene

hochenergetische Teilchen, die sich in entgegengesetzter Richtung durch das Kristallgitter bewegen. Dadurch entstehen Gitterfehler in einer Zone, die ca. 100 Å im Durchmesser und eine Länge von ca. 16 µm aufweist. Diese Spaltspuren können durch Säurebehandlung mikroskopisch sichtbar gemacht werden.

Nur das Uranisotop ^{238}U produziert eine signifikante Anzahl von Spaltereignissen. Alle anderen natürlich vorkommenden Radioisotope (^{234}U , ^{235}U und ^{232}Th) haben sehr große Halbwertszeiten oder geringe Konzentrationen. Somit kann die Anzahl der spontanen Zerfälle und damit der von diesen Isotopen gebildeten Spaltspuren vernachlässigt werden.

Tab. 1: Relative Häufigkeiten und Halbwertszeiten von Radioisotopen aus WAGNER & VAN DEN HAUTE (1992).

	Relative Häufigkeit (im Vergleich zu ^{238}U)	Halbwertszeit [a]
^{232}Th	4	$1,0 \cdot 10^{21}$
^{234}U	$5,44 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{16}$
^{235}U	$7,25 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{19}$
^{238}U	1	$8,2 \cdot 10^{15}$

Die Anzahl der Zerfälle (D) in einem bestimmten Volumen lässt sich wie folgt beschreiben:

$$D = {}^{238}\text{U} (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{Gleichung 18}$$

^{238}U = heutige (noch vorhandene) Anzahl der ^{238}U -Atome, λ = Zerfallskonstante = $8,46 \cdot 10^{-17} \text{a}^{-1}$, t = Zeit.

D wird durch Auszählen der Spaltspuren bezogen auf eine Flächeneinheit bestimmt (= natürliche bzw. spontane Spaltspurendichte, ρ_s). Die Bestimmung des Urangehaltes erfolgt durch Beschuss der Apatite mit langsamen thermischen Neutronen in einem Reaktor (bekannter Neutronenfluss ϕ). Dadurch werden die ^{235}U -Isotope gespalten und „neue“ Spaltspuren entstehen. Die induzierte Spaltspurendichte ρ_i (bezogen auf eine Flächeneinheit) wird mit Hilfe eines externen Detektors, einem uranfreien Glimmer, bestimmt und ist ein Maß für den ^{235}U -Gehalt des Apatitkorns, da die Neutronenbestrahlung keinen Einfluss auf das Zerfallverhalten von ^{238}U hat. Das Isotopenverhältnis von ^{235}U zu ^{238}U ist in der Natur konstant (1:137,9). Somit kann der ^{238}U -Gehalt ermittelt und das Spaltspurenalter berechnet werden.

Aus mehreren Spaltspurenaltern, die an einzelnen Apatitkörnern gemessen wurden, kann das zentrale Spaltspurenalter („central age“) ermittelt werden. Bei der Berechnung des zentralen Spaltspurenalters werden die Einzelkornalter entsprechend ihrer analytischen Genauigkeit (Anzahl der vermessenen Spuren) gewichtet. Das zentrale Spaltspurenalter gibt den Zeitraum wieder, in dem die durch spontanen Zerfall entstandenen Spaltspuren gebildet wurden. Im günstigsten Fall entspricht dies dem Zeitpunkt, bei dem die Probe unter 110 °C (Schließungstemperatur des Apatits) abgekühlt wurde.

Werden die Apatitminerale im Laufe der geologischen Geschichte auf über ca. 60 °C aufgeheizt, beginnen die Gitterbaufehler (Spaltspuren), die initial eine Länge von ca. 16 µm haben, sukzessive zu verheilen („annealing“). Dieser Prozess ist eine Funktion von Temperatur und Zeit, wobei die Höhe der Temperatureinwirkung maßgeblich ist. Bei Temperaturen über ca. 110 °C heilen die Spaltspuren vollständig aus („total annealing“). Im Temperaturbereich zwischen 60 und 110 °C („partial annealing zone“) werden alle bis zu dem entsprechenden Zeitpunkt gebildeten Spaltspuren um einen von der Höhe der Temperatur abhängigen Betrag verkürzt. Wird das Gestein wieder abgekühlt, bleiben die verkürzten Spaltspuren erhalten. Somit kann von der Länge der Spaltspuren auf die maximal erreichten Temperaturen, solange diese nicht 110 °C überschritten haben, geschlossen werden. Unterhalb 60 °C („stability zone“) erfolgt keine Verkürzung der Spaltspuren. Neugebildete Spuren bleiben mit ihrer initialen Länge von ca. 16 µm erhalten. Ihre relative Häufigkeit im Vergleich zu den verkürzten Spaltspuren gibt einen Hinweis, wann die Probe zuletzt einer Temperatur von 60 °C ausgesetzt war (Abb. 16). Das Ausheilverhalten der Spaltspuren ist auch abhängig vom Chemismus der Apatite. Spaltspuren in fluorreichen Apatiten verheilen eher als in chlorreichen (z.B. NAESER 1993, WAGNER & VAN DEN HAUTE 1992).

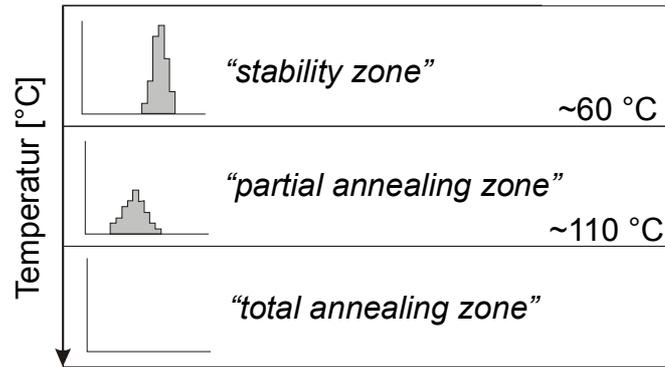


Abb. 16: Das Konzept der „partial annealing zone“ und die entsprechenden Spaltspurenlängenverteilung in den drei Temperaturzonen.

Die Spaltspurenlängenverteilung gibt also Hinweise auf die erreichten Maximaltemperaturen (im Intervall 60 bis 110 °C) und auf die Temperaturgeschichte der Probe. Komplexe thermische Geschichten (Absenkung, Hebung bzw. Erosion, Änderung des Wärmeflusses) resultieren in entsprechend komplizierten Spaltspurenlängenverteilungsmustern (Abb. 17). Die Längenmessung von Spaltspuren erfolgt an vollkommen im Kristall eingeschlossenen Defekten („confined tracks“). Diese Spaltspuren ermöglichen eine exakte Längenbestimmung, da sie die Kristalloberfläche nicht durchstoßen. Die Spaltspurenlängen können mit einer Genauigkeit von $\pm 2 \mu\text{m}$ bestimmt werden.

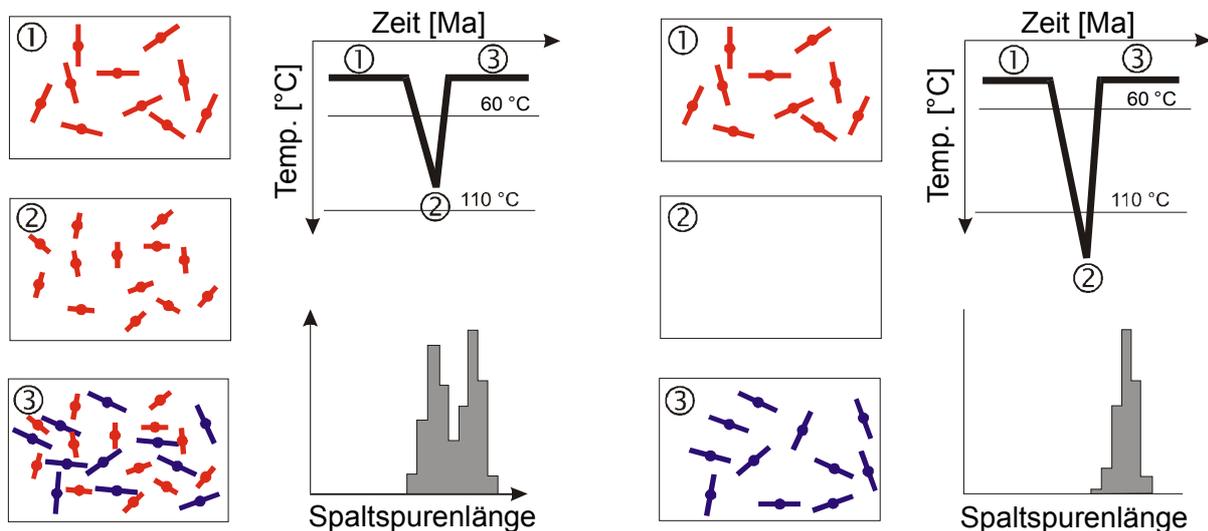


Abb. 17: Spaltspurenlängenverteilungen für unterschiedliche Temperaturgeschichten.

Das Ausheilen der Spaltspuren ist ein kinetischer Prozess, bei dem die Auswirkungen von Temperatur und Zeit zu einem gewissen Grad austauschbar sind. Das Ausheilen der Spaltspuren kann deshalb im Labor bei höheren Temperaturen und damit in kürzerer Zeit als im geologischen

System nachvollzogen werden (GLEADOW & BROWN 1999). Dadurch ist es möglich, Spaltspurendichten, Spaltspurenalter und Spaltspurenlängenverteilungen unter Vorgabe der Temperaturgeschichte zu errechnen (z.B. GREEN et al. 1989). Dieser Ansatz ist auch in dem 1D-Simulationsprogramm BasinModTM verwirklicht. Im Gegensatz zu dieser Vorwärtsmodellierung ist das Problem des „reverse modelling“, d.h. des direkten Rückschlusses von den gemessenen Daten auf die zu Grunde liegende Temperaturgeschichte, weitaus komplexer. Dies wird durch die Kopplung einer Monte-Carlo-Simulation einer großen Anzahl von möglichen Temperaturgeschichten mit dem statistischen Testen der Ergebnisse gegen die gemessenen Daten erreicht (Abb. 18). Details sind bei GALLAGHER (1995) zu finden. Um ein zu starkes Streuen der simulierten Zeit/Temperatur-Pfade zu vermeiden, müssen geologische Randbedingungen vorgegeben werden:

- Rezente Temperaturen
- Maximal erreichte Paläotemperaturen, die z.B. über die Vitritreflexionsdaten ermittelt werden können
- Stratigraphisches Alter der Proben
- Sonstige Informationen zur thermischen Geschichte (z.B. Vulkanismus, Versenkungsphasen, Inversionsphasen, Erosionsdiskordanzen)

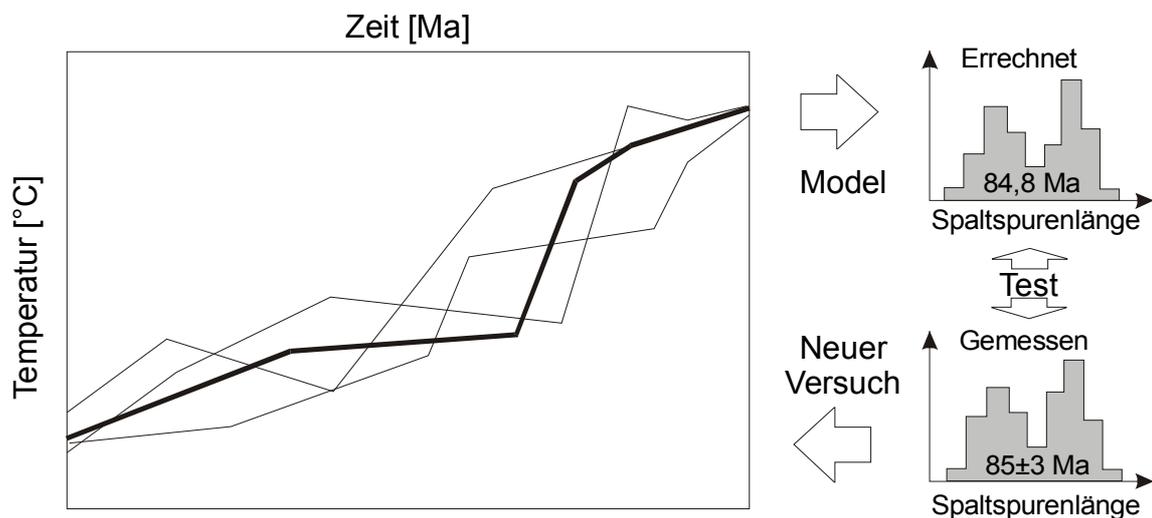


Abb. 18: Prinzip der Modellierung der Apatit-spaltspurenlängenverteilung. Verändert nach GALLAGHER (1995).

Der Chlorgehalt wurde nicht untersucht, sondern die chemische Zusammensetzung eines Standard-Apatites („Durango-Apatit“) mit bekannter Kinetik für die Ausheilung der Spaltspuren verwendet.

Die Probenaufbereitung wurde an der Ruhr-Universität Bochum und die numerische Modellierung der Temperaturgeschichte von Dr. A. Carter am University College London durchgeführt. Eine ausführlich Beschreibung zur Probenaufbereitung und zum hier verwendeten Simulationsansatz ist in BÜKER (1996) zu finden.

6 Ergebnisse der analytischen Methoden

6.1 Rock-Eval Pyrolyse

Die im Saarkarbon (Saarbrücken-Hauptstapel) genommenen Proben (Kohlen und Tonsteine des Westfal und Stefan) fallen in dem von ESPITALIÉ et al. (1985a, b) modifizierten VAN KREVELEN-Diagramm (Abb. 19) in den für Kohlen bzw. Kerogen Typ III (terrestrisches organisches Material) angegebenen Bereich und bestätigen die mikroskopischen Untersuchungen. Proben aus dem Stefan D liegen zumeist auch im Bereich von Typ III, allerdings liegen auch einige Proben in den Bereichen Typ II/III und Typ II (Abb. 19). Diese Werte spiegeln das fluvio-lakustrine Ablagerungsmilieu wider. Im Anhang sind alle Ergebnisse der Rock-Eval Pyrolyse dargestellt.

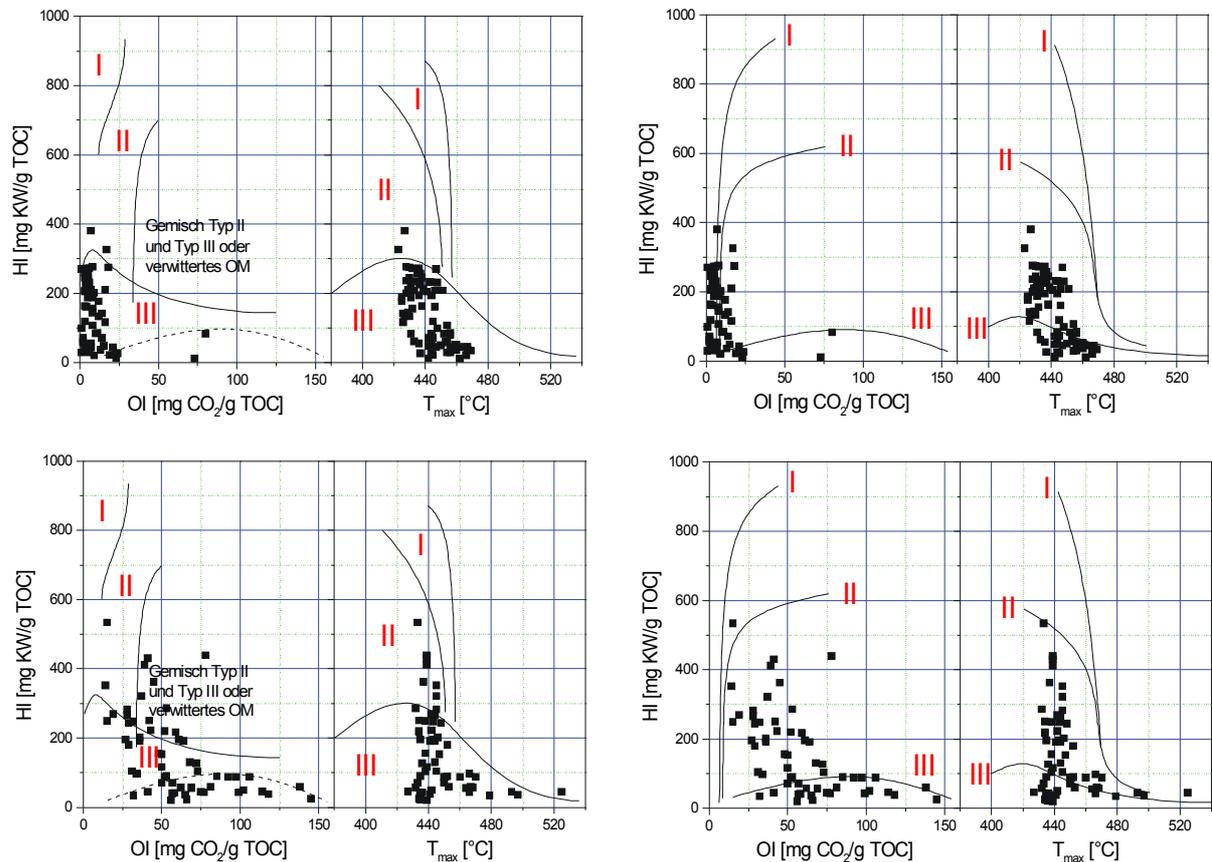


Abb. 19: Nach ESPITALIÉ et al. (1985a, b) modifizierte VAN KREVELEN-Diagramme. Oben: Proben aus dem Westfal bis Stefan C des Saarkarbons. Unten: Proben aus dem Stefan D der Nahe-Mulde.

Die T_{\max} -Werte der Rock-Eval Pyrolyse bestätigen die gemessenen Vitrinitreflexionswerte. In Abbildung 20 ist die Vitrinitreflexion gegen T_{\max} aufgetragen. Obwohl sich eine eindeutige Korrelation ergibt, ist deutlich zu sehen, dass T_{\max} nicht ohne weiteres in Vitrinitreflexion umgerechnet werden kann. Obwohl T_{\max} als zusätzlicher Reifeparameter grundsätzlich geeignet ist, wurden die Werte nur in Fällen, in denen kaum oder keine Vitrinite auftraten, verwendet.

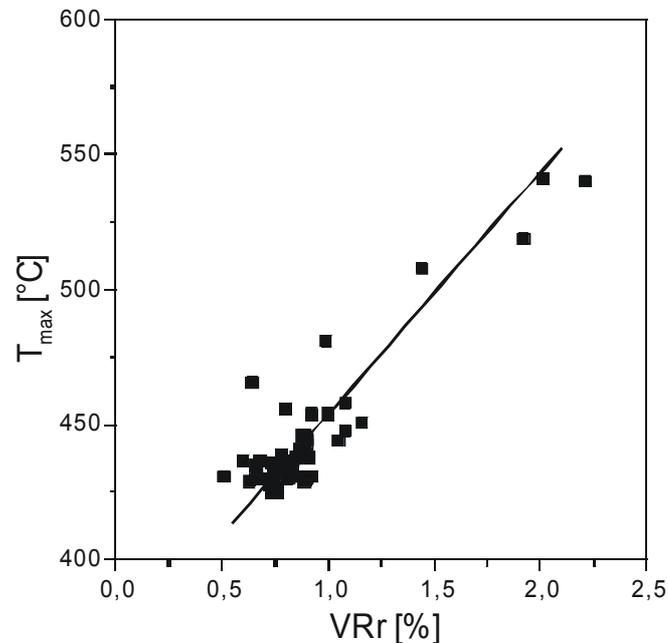


Abb. 20: Beziehung zwischen Vitrinitreflexion und T_{\max} .

6.2 Organisch-geochemische Untersuchungen

6.2.1 Gesättigte Kohlenwasserstoffe

Die CPI-Werte (Carbon Preference Index) der Bohrung Hohlenstein im Saarbrücken-Hauptsattel liegen bei 1 bzw. leicht darüber (Tab. 2), d.h. die n-Alkanverteilung ist nahezu ausgeglichen. Dies weist auf eine generell erhöhte Reife hin und ist typisch für den mit Hilfe der Vitrinitreflexion bestimmten Reifebereich. Eine Abhängigkeit der CPI-Werte von der Reife ist nicht eindeutig zu erkennen, was auf die Variabilität der Ausgangszusammensetzung des kohligten Materials zurückzuführen ist (LITTKÉ 1993). Das Pristan/Phytan-Verhältnis (ISO3) zeigt einen eindeutigen Tiefen- bzw. Reifetrend (Tab. 2). Mit zunehmender Tiefe und damit zunehmender Inkohlung verschiebt sich das n-Alkan-Verteilungsmuster von langkettigen hin zu kurz-kettigen Homologen. Dies wird dadurch erklärt, dass mit steigender thermischer Beanspruchung der Kohlen die n-Alkan-Bildungsreaktion zunehmend von einer n-Alkan-

Crackreaktion überlagert wird. Somit kommt es zu einer relativen Anreicherung der kurzkettigen Homologe (HOLLERBACH 1985). Dies zeigt sich auch in der Zunahme des LHCPI-Wertes von 1,35 auf 4,8.

Tab. 2: Errechnete Verhältniswerte für die n-Alkane und Isoprenoide sowie die MPI 1-, R_c- und VR_r-Werte von Proben der Bohrung Hohlenstein.

Nr.	Tiefe [m]	CPI1	CPI2	CPI3	CPI4	CPI5	ISO1	ISO2	ISO3	LHCPI	MPI1	R _c [%]	VR _r [%]
HS1	151	1,20	1,26	1,25	1,24	1,18	2,92	0,5	5,01	1,35	0,48	0,69	0,77
HS2	464	1,08	1,01	1,1	1,19	1,02	2,20	0,55	3,45	1,52	0,60	0,76	0,86
HS3	568	1,17	1,12	1,13	1,15	1,11	0,80	0,61	1,30	2,69	0,37	0,62	0,88
HS4	785	1,11	1,26	1,14	1,04	1,01	1,60	0,78	1,80	1,52	0,63	0,78	0,93
HS5	990	1,12	1,34	1,3	1,21	1,08	0,43	0,15	3,00	1,60	0,78	0,87	1,06
HS6	1269	1,23	1,10	1,04	0,97	1,19	0,44	0,52	0,85	1,59	1,20	1,12	1,23
HS7	1590	0,74	0,74	0,72	0,69	0,78	0,39	0,53	0,80	4,8	1,36	1,48	1,49

6.2.2 Aromatische Kohlenwasserstoffe

Tabelle 2 zeigt auch die Ergebnisse der Methylphenanthren-Analysen. Im Vergleich zu den gemessenen Vitritreflexionswerten liegen die über den MPI 1 berechneten R_c-Werte systematisch niedriger. Mit zunehmender Reife nähern sich diese Werte allerdings an (Abb. 21). Sollte sich diese Tatsache durch weitere Untersuchungen von Proben aus dem Saar-Nahe-Becken bestätigen, müssten als Konsequenz die empirischen Formeln zur Berechnung von R_c in diesem Sedimentbecken leicht modifiziert werden. Ferner spricht dieser Umstand gegen die Annahme einer verminderten Vitritreflexion durch Bituminierung (LITKE 1993).

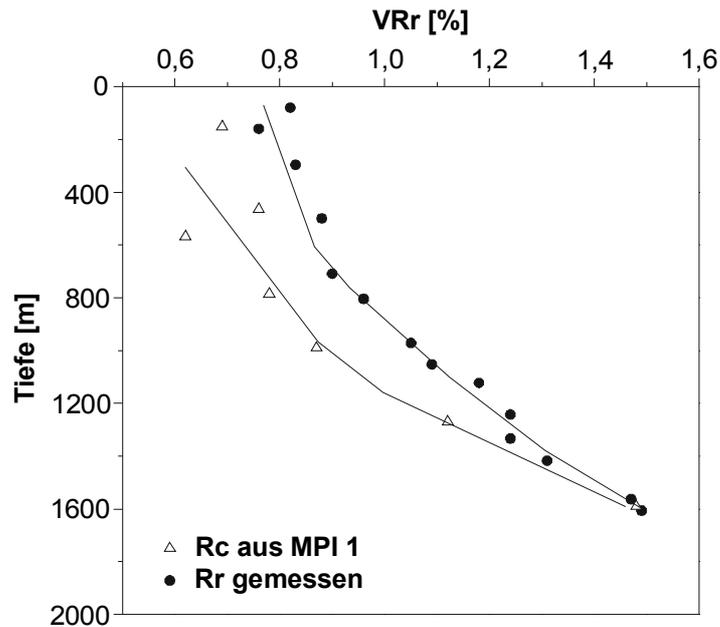


Abb. 21: Gemessene Vitritreflexion (VR_r) und aus dem MPI 1 errechnete Vitritreflexion (R_c) der Bohrung Hohlenstein.

6.3 Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen

Da im Saar-Nahe-Becken klastische, nicht karbonatische Sedimente vorherrschen, wurde versucht, Einschlüsse in Quarzzementen der Bohrung Habach zu untersuchen. Es konnten keine verwertbaren Ergebnisse erzielt werden (siehe auch Poddig 1999). Dieser Ansatz wurde daraufhin nicht weiter verfolgt.

Einzig eine Probe aus dem Devon der Bohrung Saar 1 lieferte brauchbare Werte. Es handelt sich dabei um einen devonischen Massenkalk aus 5060 m Tiefe. An diesem Dünnschliff konnten sowohl primäre (entstanden während des Kristallwachstums) als auch sekundäre Einschlüsse (entstanden nach dem Kristallwachstum) gemessen werden. Die sekundären Einschlüssen stammen aus einer verheilten Kluft. Die Ergebnisse der Messungen sind in Abbildung 22 zu sehen.

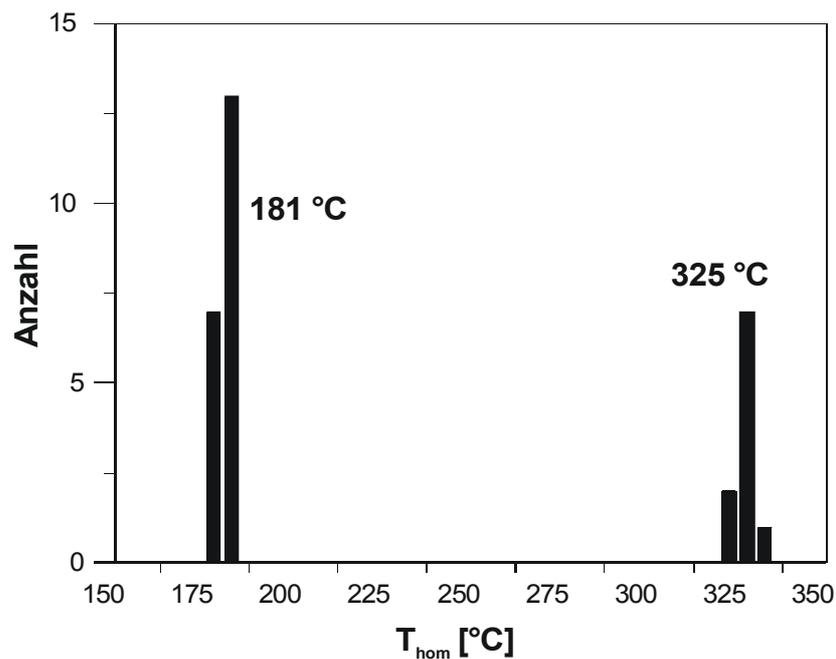


Abb. 22: Verteilung und Mittelwerte der Homogenisierungstemperaturen. Primäre Einschlüsse bei 325 °C, sekundäre Einschlüsse bei 181 °C.

Die Homogenisierungstemperaturen der sekundären Einschlüsse (181 °C) sind zu niedrig, um die maximale Temperaturbeanspruchung des Gesteins erklären zu können. Die Simulationsergebnisse haben gezeigt, dass das Gestein erst im Tertiär unter 180 °C abkühlte (Abb. 23). Es handelt sich bei den gemessenen Werten demnach um ein tertiäres Ereignis (siehe auch Kap. 8).

Nach BARKER & GOLDSTEIN (1990) entspricht eine Homogenisierungstemperatur von 325 °C einer Vitrinitreflexion von ca. 4 – 5 % VR_r. In der Bohrung Saar 1 müssen in der entsprechenden Tiefe Reflexionswerte über 5 % VR_r angenommen werden. Diese Übereinstimmung wird auch durch die Simulationsergebnisse bestätigt (Abb. 23). Die mit der Vitrinitreflexion kalibrierte Temperatur zur Zeit der permokarbonen Maximalversenkung beträgt für das Gestein 325 °C und entspricht somit exakt der gemessenen Homogenisierungstemperatur.

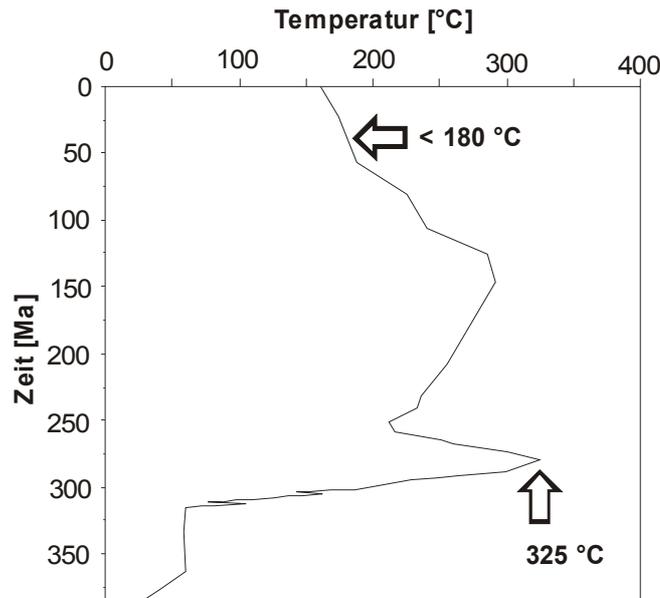


Abb. 23: Modellierte Temperaturgeschichte der Probe.

Obwohl nur Ergebnisse einer Probe mit wenigen Messungen vorliegen, zeigen die Ergebnisse, dass die Methode zur Bestimmung der maximalen Temperatur, die ein Gestein im Laufe der geologischen Entwicklung erreicht hat, geeignet ist. Dies gilt besonders in Gebieten ohne verlässliche Vitrinitreflexionsdaten.

6.4 Vitrinitreflexion

An 180 Proben wurde die Vitrinitreflexion bestimmt. Davon waren 20 Oberflächenproben und 160 Kernproben aus insgesamt 26 Bohrungen (Werte siehe Anhang). Die gemessenen Reflexionswerte liegen zwischen 0,5 und 2,2 % VR_r und decken damit den Inkohlungsbereich Glanzbraunkohle bis Magerkohle ab. Die Standardabweichung der Reflexionswerte bei den Kohlen liegt im Bereich von 0,02 bis 0,04 % VR_r , bei den Tonsteinen bzw. Tonsiltsteinen reicht sie teilweise von 0,1 bis 0,2 % VR_r . Die Inkohlungsgradienten variieren zwischen 0,02 (z.B. Bohrung Urexweiler) und 0,06 % $VR_r/100$ m (Bohrung Ziehwald). Diesem Datensatz wurden die Werte von DAMBERGER (1966), TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1966), TEICHMÜLLER et al. (1983), TILLY-BALZ (1987) und VLIEX (1994) für die weitere Auswertung und Interpretation hinzugefügt.

Im Saarbrücken-Hauptsattel wurden die Vitrinitreflexionsdaten von 37 Bohrungen für die Konstruktion von Inkohlungskarten verwendet. Betrachtet man die Reife des organischen Materials in einer bestimmten Tiefe (z.B. 0 m NN), so nimmt diese nach Südosten Richtung

Sattelkern und damit zu stratigraphisch älteren Schichten zu (Abb. 24A). In der Nähe des Sattelkerns des Saarbrücken-Hauptsattels (Westfal C und D) werden Werte von 0,9 % VR_r erreicht. Die niedrigsten Werte um 0,6 % VR_r kommen im Nordosten vor (Stefan C und D). Die Inkohlung eines bestimmten stratigraphischen Horizontes nimmt nach Nordwesten mit zunehmender Tiefenlage zu. In Abbildung 24B wird diese für das Top der Geisheck-Schichten gezeigt. In der Nähe der Saarbrücken-Überschiebung liegt die Reife bei ca. 0,65 % VR_r . Im Nordwesten erreicht sie 2,3 % VR_r . Die Ergebnisse dieser Inkohlungsstudie zeigen deutlich, dass die Isoreflexionslinien die Schichtgrenzen schneiden. Somit handelt es sich hinsichtlich der Bildung des Saarbrücken-Hauptsattels um einen synkinematischen Inkohlungsprozess.

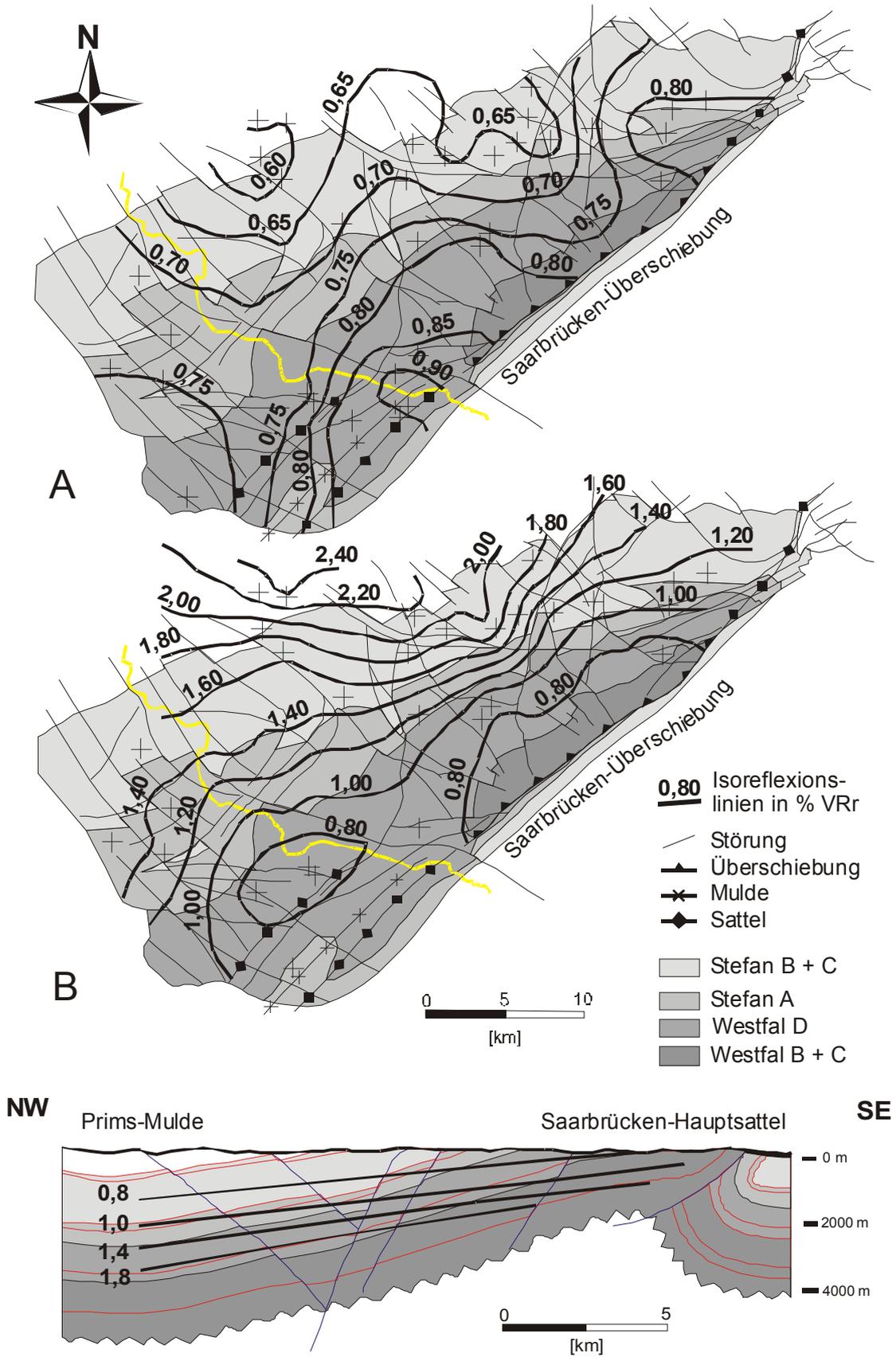


Abb. 24: Vitrinitreflexion Niveau 0 m NN (A) und Vitrinitreflexion Top Geisheck-Schichten (B). Karte basiert auf der abgedeckten geologischen Karte (0 m NN) des Saarkarbons von ENGEL (1985).

Der Donnersberg-Vulkanismus beeinflusste das Inkohlungsbild nur unmittelbar in der Nähe von Intrusionen. In Abbildung 25, der Inkohlungskarte der heutigen Beckenoberfläche, wird dies deutlich:

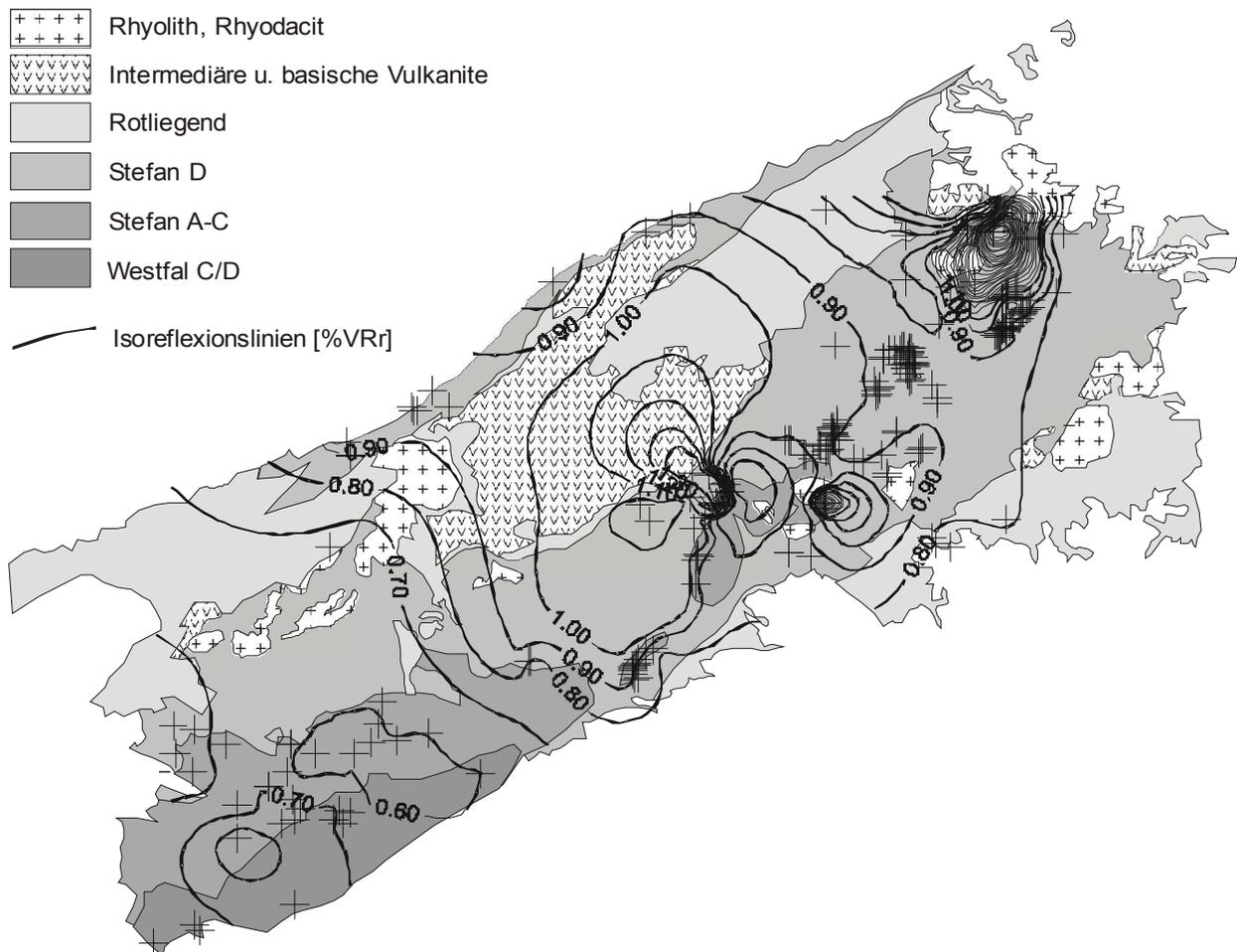


Abb. 25: Inkohlungskarte [% VR_r] der heutigen Oberfläche des Saar-Nahe-Beckens. Daten aus JOSTEN (1956), TEICHMÜLLER et al. (1983) und eigenen Messungen.

Die neuen Vitrinitreflexionsmessungen bestätigen die früheren Inkohlungsuntersuchungen (TEICHMÜLLER et al. 1983), wonach der Inkohlungsprozess im Saar-Nahe-Becken zumindest teilweise synkinematisch erfolgte. Somit können aus Oberflächendaten keine Pseudokalibrationsbohrungen für die 1D-Simulationen konstruiert werden. Zu diesem Schluss kam auch BÄCKER (1997).

6.5 Abschätzung der Überlagerungsmächtigkeiten - Yamaji-Methode

Der Inkohlungsgrad einer erbohrten Schichtenfolge bzw. die Zunahme der Inkohlung mit der Tiefe lässt nach YAMAJI (1986) eine Abschätzung der erodierten Überlagerungsmächtigkeiten zu. Hierzu wird die Vitrinitreflexion (logarithmisch) gegen die Tiefe (linear) aufgetragen. Die Ausgleichsgerade durch die Werte wird bis zu einer Vitrinitreflexion von 0,2 % VR_r verlängert. Dieser Reflexionswert ist charakteristisch für organisches Material, das thermisch nicht beansprucht wurde. Es wurden erodierte Mächtigkeiten von 1400 m (Bohrung Ziehwald) bis 3400 m (Bohrung Habach) bestimmt. Die Ergebnisse sind sehr variabel und weichen von denen der numerischen Beckensimulation ab. Jedenfalls zeigt diese einfache Methode, dass im Arbeitsgebiet mit bis zu mehreren Kilometern an erodierten Sedimentmächtigkeiten zu rechnen ist.

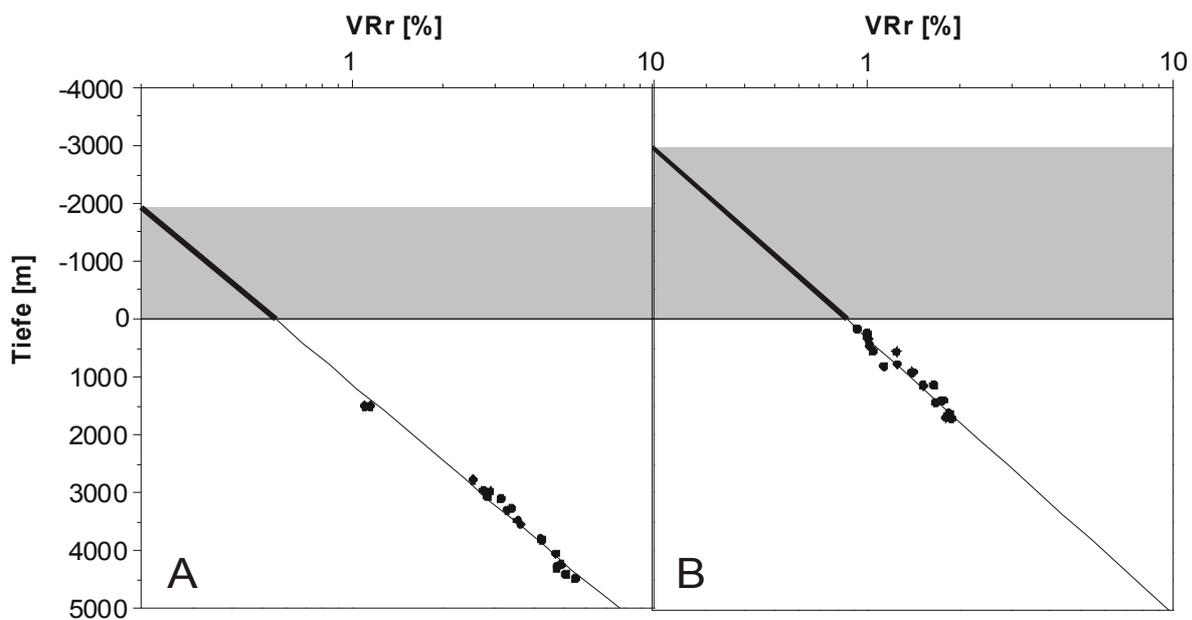


Abb. 26: Ermittlung der Überlagerungsmächtigkeit nach der Yamaji-Methode (YAMAJI 1986). Grauer Bereich entspricht der erodierten Mächtigkeit. A: Bohrung Saar 1, 2000 m erodierte Mächtigkeit. B: Meisenheim 1, 3000 m erodierte Mächtigkeit.

6.6 Wärmeleitfähigkeiten

Für die Berechnung des Temperaturfeldes eines Sedimentbeckens ist die Verwendung von zuverlässigen und für das Arbeitsgebiet repräsentativen Wärmeleitfähigkeitsdaten unerlässliche Voraussetzung. An insgesamt 12 Gesteinsproben, darunter eine Kohle, zwei Tonsteine, zwei Siltsteine, fünf Sandsteine und zwei Konglomerate, wurden die Wärmeleitfähigkeiten der Gesteinsmatrix in einem Bereich zwischen 20 und 200 °C und mit einem Messintervall von 20 °C bestimmt. Die Wärmeleitfähigkeiten nehmen mit zunehmender Temperatur ab (Abb. 27). Diese annähernd lineare Abnahme der Wärmeleitfähigkeiten in dem betrachteten Temperaturintervall ist charakteristisch für Sedimentgesteine (z.B. CLAUSER & HUENGES 1995). Eine Ausnahme bildet die Kohle, die nahezu wie ein Isolator wirkt und die im betrachteten Temperaturbereich kaum Veränderungen zeigt. Die Durchschnittswerte der einzelnen Lithologien bei 20 °C liegen bei 0,21 W/(m·K) für Kohle, 1,73 W/(m·K) für Tonstein, 2,25 W/(m·K) für Siltstein, 3,79 W/(m·K) für Sandstein und 5,7 W/(m·K) für Konglomerat. In Abb. 27 sind die Spannweiten der publizierten Wärmeleitfähigkeitsmessungen dargestellt (HAENEL et al. 1988). Sie reichen z.B. für Sandsteine von 1 bis 6,5 W/(m·K) und erklären sich durch unterschiedliche Quarzgehalte und Porositäten. Dies macht deutlich, wie wichtig Messungen aus dem bearbeiteten Gebiet sind.

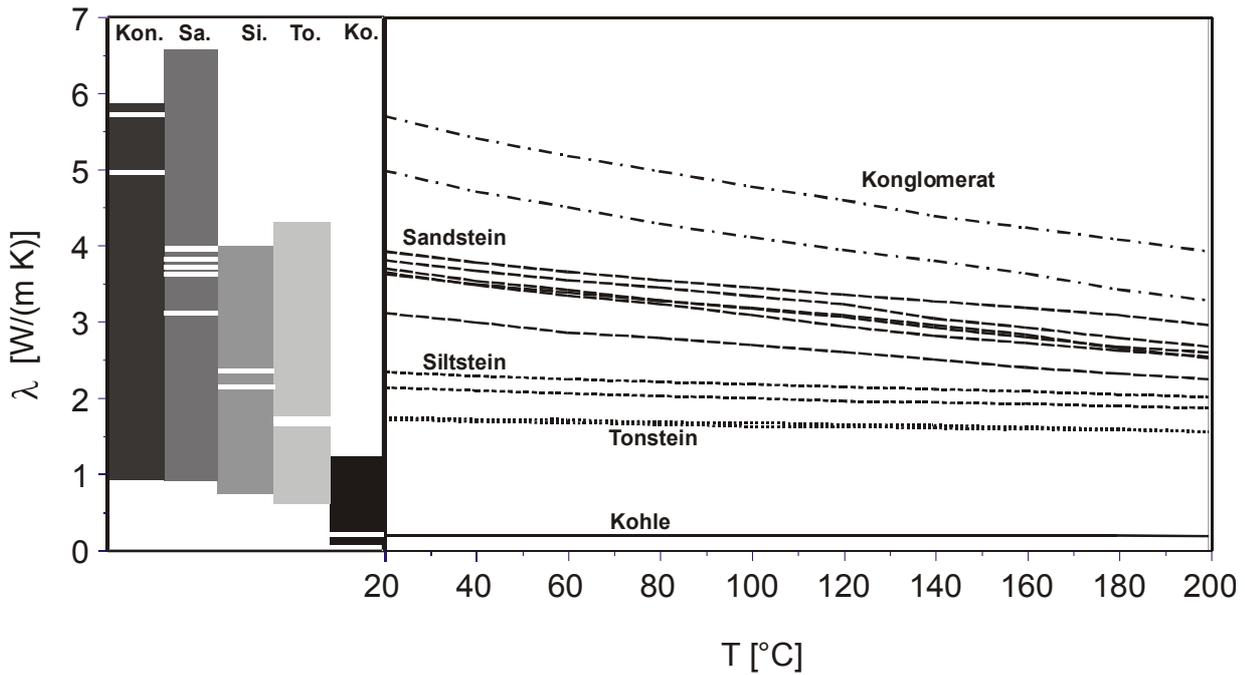


Abb. 27: Ergebnisse der temperaturabhängigen Wärmeleitfähigkeitsmessungen von unterschiedlichen Lithologien. Links ist die Spannweite der publizierten Wärmeleitfähigkeiten für Konglomerat (Kon.), Sandstein (Sa.), Siltstein (Si.), Tonstein (To.) und Kohle (Ko.) wiedergegeben (nach HAENEL et al. 1988).

Bei den texturabhängigen Messungen zeigte sich, dass die Wärmeleitfähigkeit für klastische Sedimente senkrecht zur Schichtung geringer als parallel dazu ist (Abb. 28). Für eine Siltsteinprobe wurde z.B. senkrecht eine Wärmeleitfähigkeit von 2,39 W/(m·K) und parallel zur Schichtung von 2,59 W/(m·K) gemessen. Das entspricht einem Anisotropiefaktor von 1,08. Die Anisotropiefaktoren für Sandstein und Konglomerat liegen bei 1,02 und 1,13. Zum Vergleich: im PetroMod™-Programmpaket werden für Siltstein 1,30, für Sandstein 1,10 und für Konglomerat 1,10 angegeben.

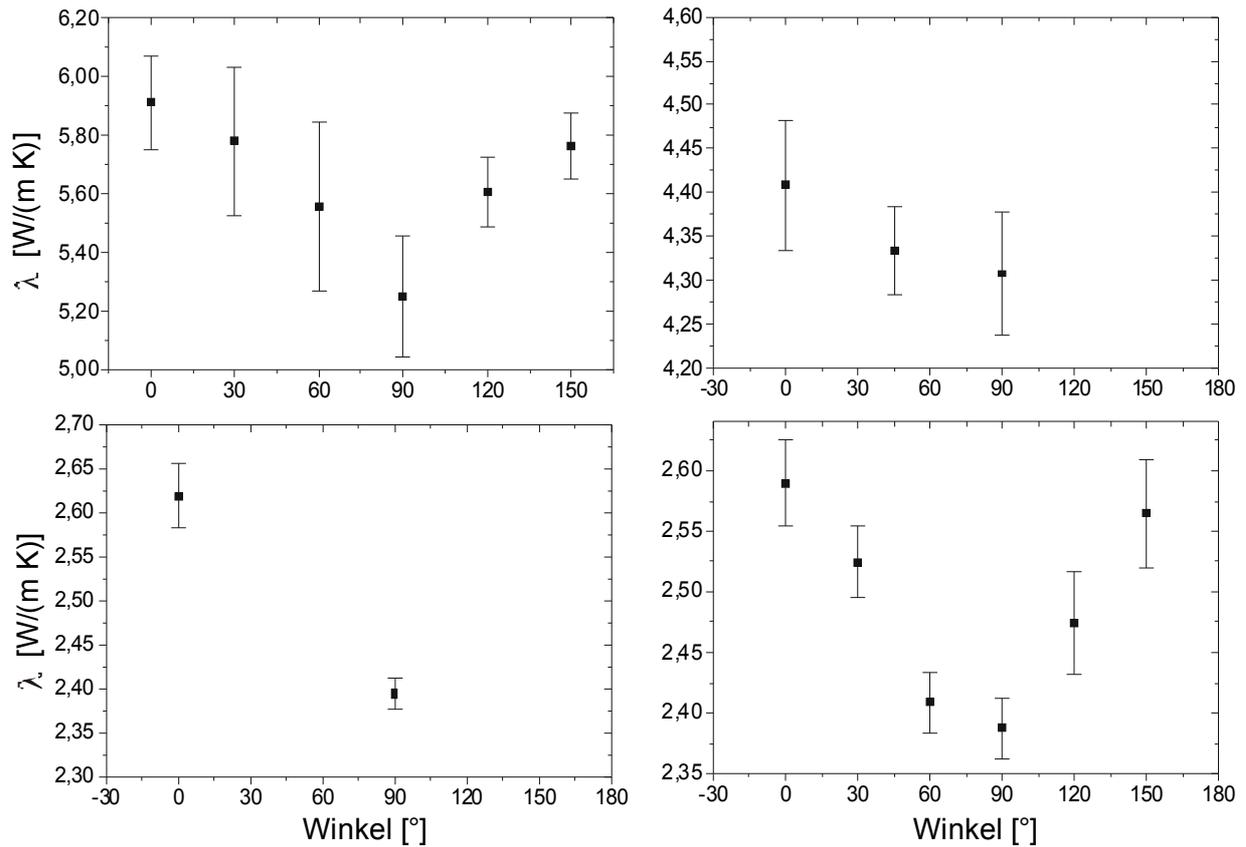


Abb. 28: Ergebnisse der winkelabhängigen Wärmeleitfähigkeitsmessungen. 90° = senkrecht zur Schichtung. 0° bzw. 180° = parallel zur Schichtung.

Auch wenn mit nur 12 Proben nicht das gesamte lithologische Inventar des Saar-Nahe-Beckens beschrieben werden kann, konnte mit dieser Annäherung der Inputdatensatz für die thermische Simulation doch erheblich verbessert werden.

6.7 Ergebnisse der Apatitspaltspurenuntersuchungen

Aus dem Arbeitsgebiet konnten 13 Proben gewonnen werden. Es handelt sich dabei um kompositionell und strukturell unreife Silt- und Sandsteine aus dem Westfal, Stefan und Rotliegend (Abb. 13, Tab. 3).

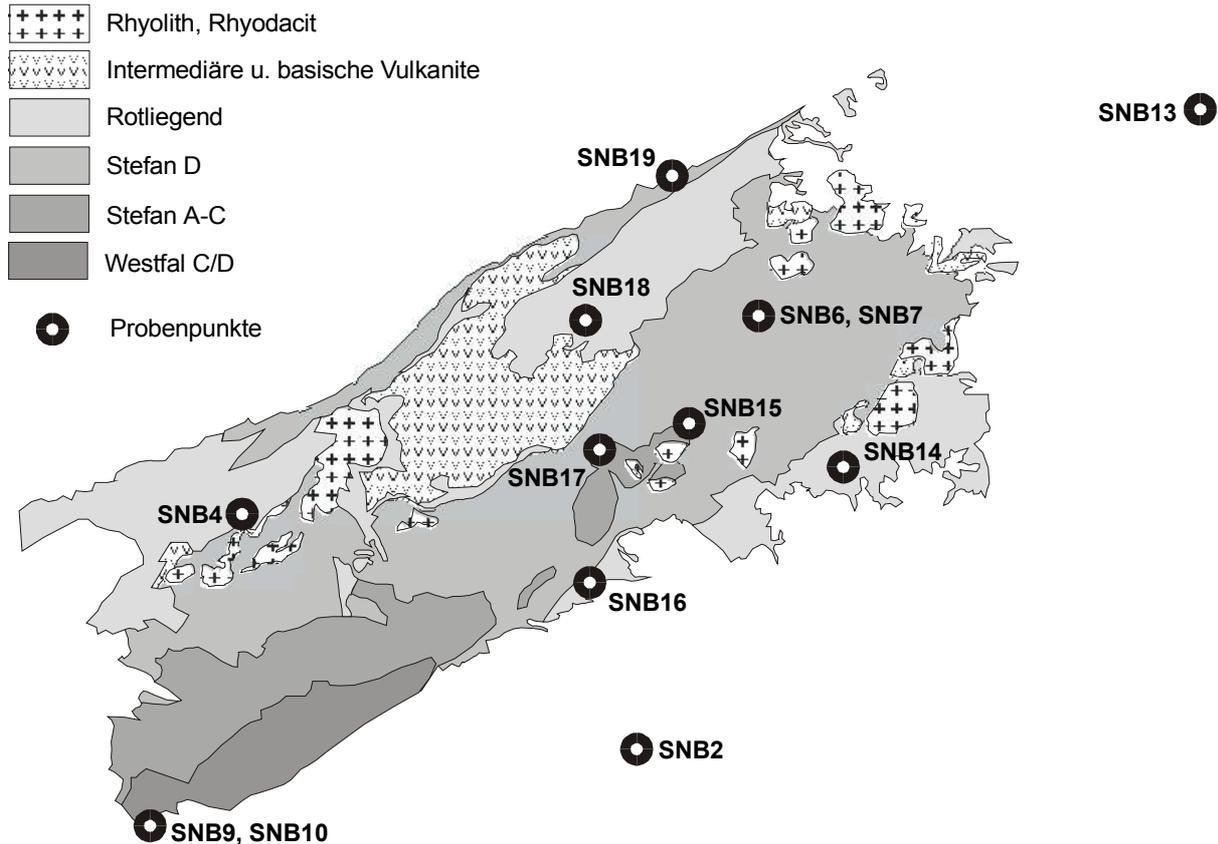


Abb. 29: Lage der Probenpunkte für die Apatitspaltspurenuntersuchungen.

Tab. 3: Probenmaterial für die Apatitspaltspurenuntersuchungen. Die fett gedruckten Proben waren für die Simulation der Spaltspurenlängenverteilung geeignet.

Probe	Tiefe [m]	Strat. Alter [Ma]	Formation	VR _r [%]	Temp [°C]	Lokalität
SNB2	1895	292	Donnersberg	~1,3	~75	Landstuhl 1, Zweibrücken-Mulde
SNB4	450	294	Jeckenbach	0,78	~25	St. Wendel 1, Prims-Mulde
SNB6	60	294	Jeckenbach	0,8	~12	Meisenheim 1, Nahe-Mulde
SNB7	1399	301	Heusweiler	1,7	~50	Meisenheim 1, Nahe-Mulde
SNB9	453	304	Göttelborn	0,65	~25	Emmersweiler 2, Warndt
SNB10	1400	307	Heiligenwald	~0,9	~70	Emmersweiler 2, Warndt
SNB13	0	285	Standenbühl	-	~10	Nierstein-Horst
SNB14	0	285	Standenbühl	-	~10	Winnweiler, Pfalz-Mulde
SNB15	0	300	Remigiusberg	~1,3	~10	Oberweiler-Tiefenbach, Pfalz-Sattel
SNB16	0	296	Lauterecken	0,6	~10	Nanditschweiler, Pfalz-Mulde
SNB17	0	297	Quirnbach	0,96	~10	St. Julian, Pfalz-Sattel
SNB18	0	285	Wadern	-	~10	Oberreidenbach, Nahe-Mulde
SNB19	0	285	Lauterecken	0,8	~10	Simmertal, Nahe-Mulde

Die zentralen Spaltspurenalte liegen zwischen 184 und 73 Ma und sind somit wesentlich geringer als die stratigraphischen Alter, die zwischen 307 bis 285 Ma liegen (Abb. 30). Damit ist sicher, dass die Proben nach ihrer Ablagerung noch auf mindestens 110 bis 120 °C aufgeheizt wurden. Die Spaltspurenlängen sind im Vergleich zu der Initiallänge von 16 µm verkürzt (11,61 bis 13,63 µm). Dies bedeutet, dass sie thermisch überprägt wurden und dass die zentralen Spaltspurenalte kein Abkühlalter repräsentieren. Sie spiegeln vielmehr das Integral der Temperaturen wider, die nach dem letzten Abkühlen unter die obere Stabilitätsgrenze (110 °C) erreicht wurden. Die Spaltspurenalte und Spaltspurenlängen zeigen an, dass die Proben im Mesozoikum noch einmal stark aufgeheizt wurden und somit nahezu alle Hinweise auf die permokarbone Maximalversenkung überprägt sind. Die Proben SNB2, SNB7 und SNB10 haben im Gegensatz zu den Oberflächenproben bzw. den relativ obenflächennahen Bohrproben geringere zentrale Alter (100 bis 73 Ma), da sie aufgrund ihrer heutigen Tiefenlage später abgekühlt wurden. Bei den Oberflächenproben fällt nur SNB13 aus dem Rahmen. Diese Probe wurde am Nierstein-Horst in unmittelbarer Nähe der Hauptgrabenrandverwerfung des Oberrheingrabens entnommen. Das zentrale Alter beträgt 96 ± 6 Ma, was auf ein starkes Ausheilen der Spaltspuren zu dieser Zeit hinweist. Die Spaltspuren von $13,59 \pm 0,28$ µm Länge deuten auf eine schnelle Abkühlung hin. Dies steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Entstehung des Oberrheingrabens verbunden mit erhöhten Wärmeflüssen in der Oberkreide (Vulkanismus) zu Beginn der tektonischen Subsidenz und ist nicht repräsentativ für das gesamte Arbeitsgebiet. Die Spaltspurenlängenverteilungen und „radial plots“ nach GALBRAITH (1990) sind im Anhang zu finden.

Tab. 4: Analyseergebnisse der Apatitproben. Die fett gedruckten Proben konnten für die Simulation der Spaltspurenlängenverteilung verwendet werden.

Probe	Strat. Alter [Ma]	N_g	Dosimeter Spaltspuren		Spontane Spaltspuren		Induzierte Spaltspuren		RE [%]	Zentral e Alter [Ma]	Mittlere Spurenlänge e [μm]	Std. Abw. [μm]	N_i
			ρ_d	N_d	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i					
SNB2	292	24	1,205	6679	0,925	1028	2,444	2724	17,7	75±4	11,61±0,17	1,71	102
SNB4	294	17	1,205	6679	0,984	674	1,380	945	26,8	145±13	12,73±0,15	1,65	122
SNB6	294	17	1,205	6679	1,046	873	1,659	1384	21,4	126±9	12,92±0,24	2,40	102
SNB7	301	25	1,205	6679	1,195	808	3,269	2211	16,3	73±5	12,32±0,14	1,58	119
SNB9	304	20	1,124	6234	2,185	1184	2,229	1208	19,7	184±12	12,42±0,21	2,16	106
SNB10	307	16	1,124	6234	2,205	978	4,266	1892	21,8	100±7	11,88±0,31	2,52	68
SNB13	285	7	1,124	6234	2,841	382	5,601	753	0,0	96±6	13,59±0,30	1,33	21
SNB14	285	22	1,124	6234	1,965	1506	2,462	1887	26,8	144±8	12,63±0,20	2,03	108
SNB15	300	20	1,161	6439	1,571	1165	2,081	1543	24,9	144±8	13,02±0,17	1,80	110
SNB16	296	16	1,161	6439	2,105	598	2,904	825	21,8	144±12	12,45±0,39	2,36	38
SNB17	297	11	1,161	6439	2,265	405	2,707	484	1,6	162±11	12,63±0,43	1,54	14
SNB18	285	16	1,161	6439	2,738	816	2,987	890	21,3	178±14	12,33±0,34	2,52	56
SNB19	285	11	1,161	6439	2,310	509	3,598	793	26,4	128±13	13,05±0,39	2,05	28

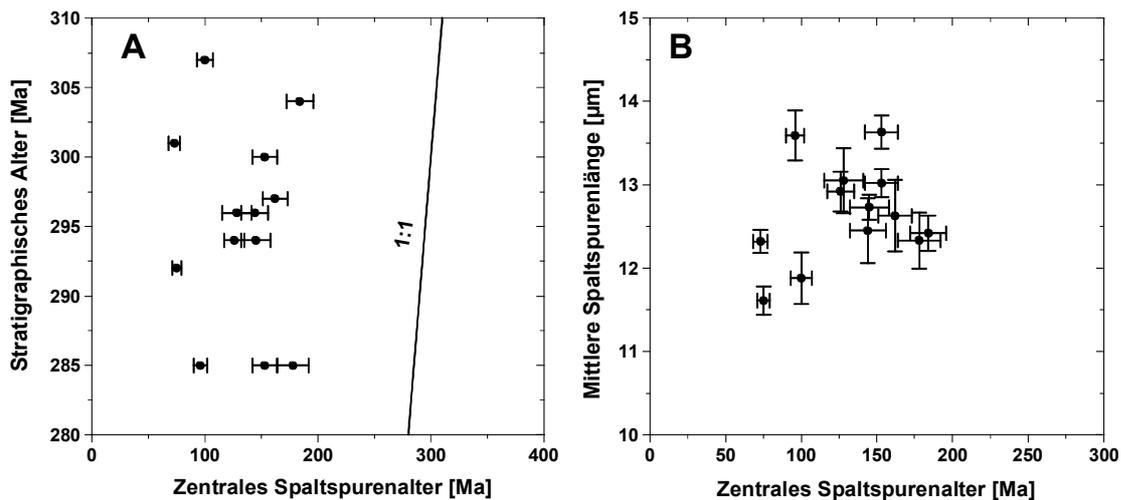


Abb. 30: Gegenüberstellung der stratigraphischen Alter und der Spaltspurenalter (A) sowie der Spaltspurenlänge und der Spaltspurenalter (B).

Um die mesozoisch/känozoische Temperaturgeschichte weiter aufzuklären, wurden Spaltspurenalter und Spaltspurenlängenverteilungen numerisch simuliert (z.B. GALLAGHER 1995). Dargestellt wurde immer das „best fit“ Modell der Temperaturgeschichte. Die gestrichelten Bereiche der Kurve sind nicht durch Apatitspaltspurendaten belegt.

6.7.1 Westliches Saargebiet/Warndt

Aus diesem Gebiet konnten zwei Proben von der Bohrung Emmersweiler 2 analysiert werden. Die Simulationsergebnisse von SNB9 und SNB10 sind in Abbildung 31 dargestellt. Die Anpassung der gerechneten an die gemessene Spaltspurenlängenverteilung ist akzeptabel aber nicht perfekt. Die Modellierung zeigt, dass die Probe SNB9 vor dem Zechstein (Permokarbone Versenkung) Temperaturen von ca. 100 °C erreicht hat. Die mesozoische Aufheizung erreichte auch an die 100 °C. Die folgende Abkühlung begann in der Trias bzw. dem unteren Jura. Die Abkühlung erfolgte kontinuierlich bis zum Tertiär. Es gibt keine Hinweise auf eine tertiäre Erwärmung/Absenkung. Die Vitrinitreflexionsdaten (0,9 %R_r) von SNB10 zeigen, dass die Probe auf jeden Fall Temperaturen über 120 °C ausgesetzt war. Spaltspurenergebnisse belegen, dass dies auf jeden Fall Prä-Zechstein geschehen sein muss. Die mesozoische Aufheizung erreichte ca. 100 °C. Es konnte kein tertiäres Temperaturereignis detektiert werden.

Die Ergebnisse von SNB9 und SNB10 widersprechen sich in einem wesentlichen Punkt. Da SNB10 im Mesozoikum nicht über 100 °C aufgeheizt wurde, kann SNB9 die 100 °C im Mesozoikum nicht erreicht haben. Denn SNB10 liegt in der Bohrung 1000 m tiefer. Deshalb müssen die Ergebnisse von SNB9 neu interpretiert werden. Die 100 °C in SNB9 dokumentieren nicht die mesozoische Temperaturbeanspruchung sondern das permokarbone Temperaturereignis (durchgezogene Kurve). Betrachtet man die Messungenauigkeiten, ist die Neuinterpretation gerechtfertigt. Die Ergebnisse der anderen Proben bestätigen dies. Damit ist SNB9 die einzige Apatitspaltspurenprobe, mit der Aussagen zur permokarbonen Maximalversenkung gemacht werden können.

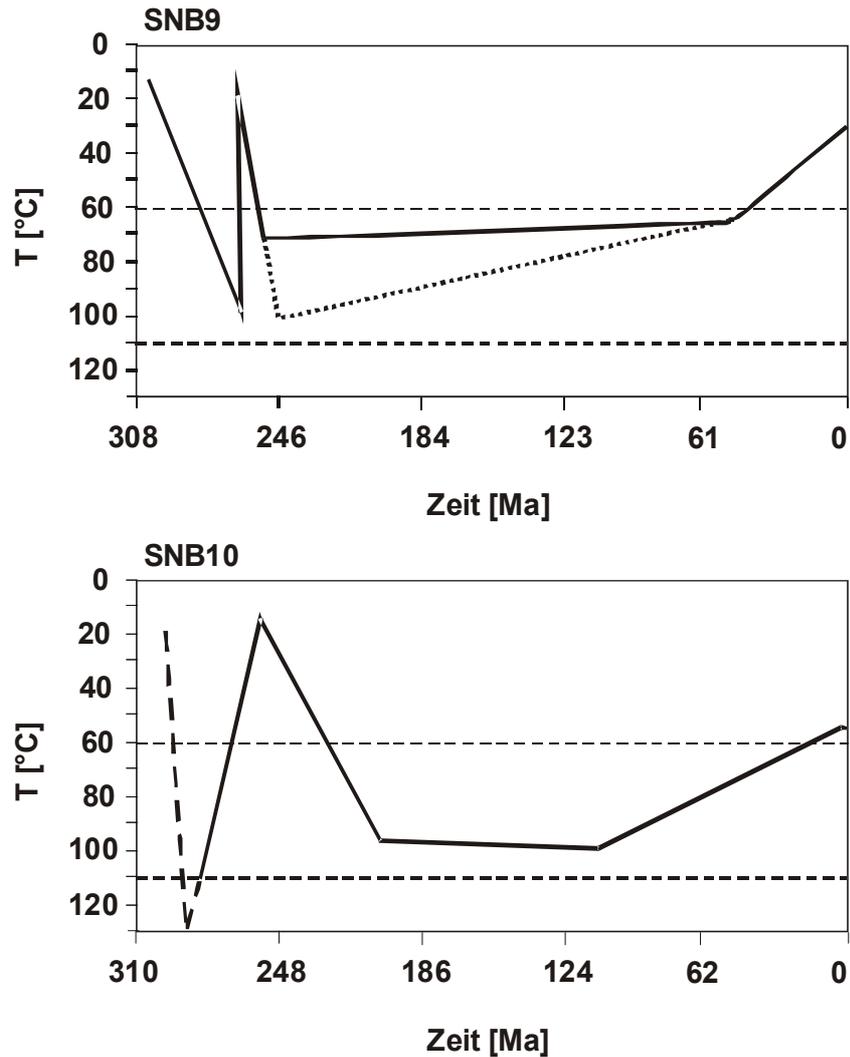


Abb. 31: Modellierte Temperaturgeschichten der Proben SNB9 und SNB10. Gepunktete Linie in SBN9 repräsentiert das ursprüngliche (nicht korrigierte) Ergebnis.

6.7.2 Prims-Mulde

Die Modellierung der Probe SNB4 aus der Bohrung St. Wendel 1 erlaubt nur Rückschlüsse auf die mesozoische Abkühlungsgeschichte (Abb. 32). Ab 190 Ma begann die langsame Abkühlung der Probe. Vor diesem Zeitpunkt befand sich die Probe in der „total annealing zone“, d.h. keine Spaltspuren älter als 190 Ma sind erhalten geblieben. Zwischen 100 und 50 Ma kühlte SNB4 unter die 60 °C-Isotherme ab.

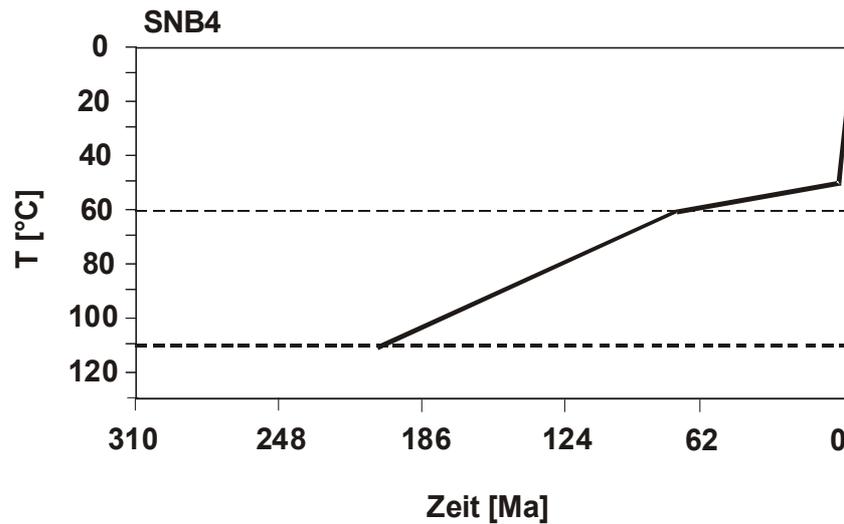


Abb. 32: Modellierte Temperaturgeschichte der Probe SNB4 aus der Bohrung St. Wendel 1.

6.7.3 Zweibrücken-Mulde

Aus diesem Gebiet konnten die Ergebnisse der Probe SNB2 modelliert werden (Abb. 33). SNB2 aus der Bohrung Landstuhl 1 kühlte vor ca. 110 Ma unter die 110 °C-Isotherme ab und erreichte die 80 °C bei 95 Ma. Diese Probe zeigte im Tertiär (Eozän/Oligozän) eine Temperaturzunahme von 10 °C an. Die heutige Formationstemperatur des Bereiches, aus dem die Probe entnommen wurde, beträgt ca. 75 °C. Damit hielt sich die Probe auch noch im Tertiär im Temperaturbereich der „partial annealing zone“ auf und konnte die tertiäre Temperaturerhöhung detektieren. Alle anderen Proben aus dem Saar-Nahe-Becken befanden sich zu dieser Zeit schon unterhalb der 60 °C-Isotherme in der „stability zone“.

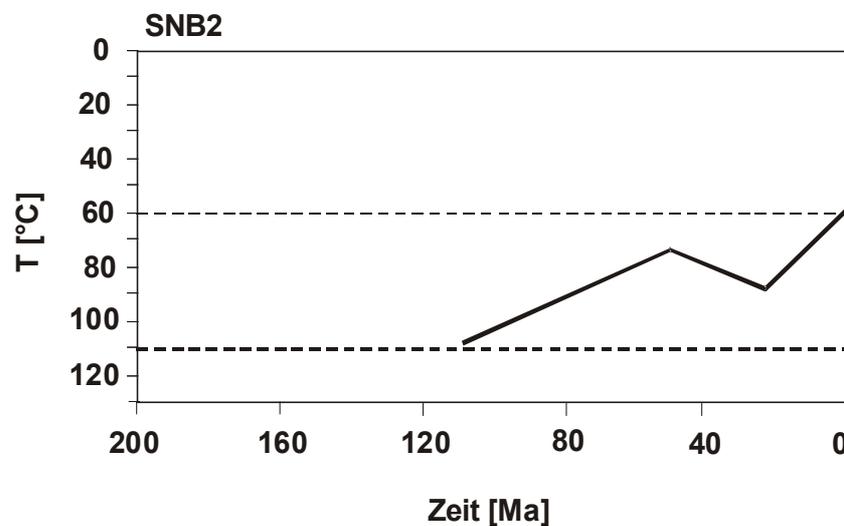


Abb. 33: Modellierte Temperaturgeschichte der Probe SNB2.

6.7.4 Nahe-Mulde

Die Ergebnisse von Probe SNB18 (Abb. 34) weisen große Ähnlichkeit mit Probe SNB14 auf. Hohe Temperaturen mussten zum Zeitpunkt der permokarbonen Maximaltemperierung geherrscht haben, darauf weist jedenfalls das Alter der ältesten Spaltspur (258 Ma) hin. Im Mesozoikum (ca. 170 bis 135 Ma) wurden Temperaturen von 105 ± 5 °C erreicht. Damit ist die prä-mesozoische Geschichte nicht mehr aufzulösen. Die Daten zeigen weiterhin, dass die Abkühlung sehr rasch erfolgte.

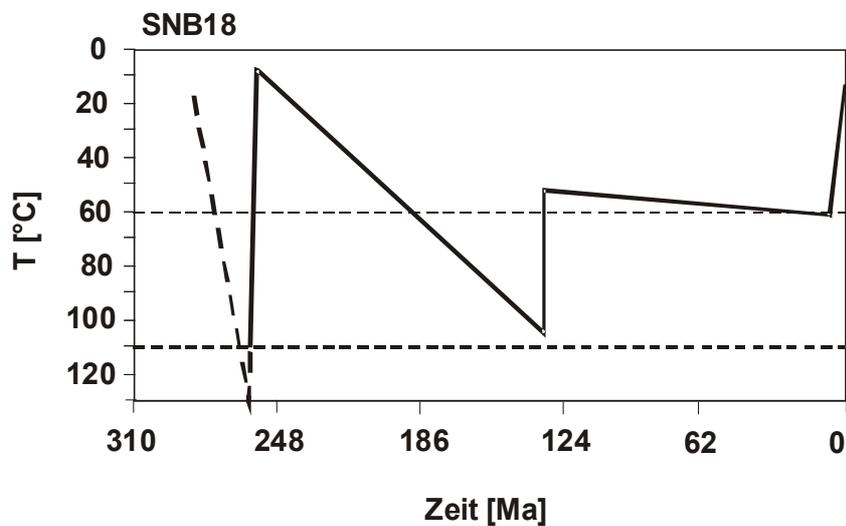


Abb. 34: Modellierte Temperaturgeschichte der Probe SNB18.

6.7.5 Pfalz-Sattel

Die Daten der Probe SNB15 (Abb. 35) lassen keine Rückschlüsse auf die Zeit vor der maximalen mesozoischen Temperierung (105 ± 5 °C vor 180 Ma) zu. Danach setzte stetige Abkühlung ein. Die Probe hat die „partial annealing zone“ (Abkühlung unter 60 °C) vor ca. 60 Ma verlassen.

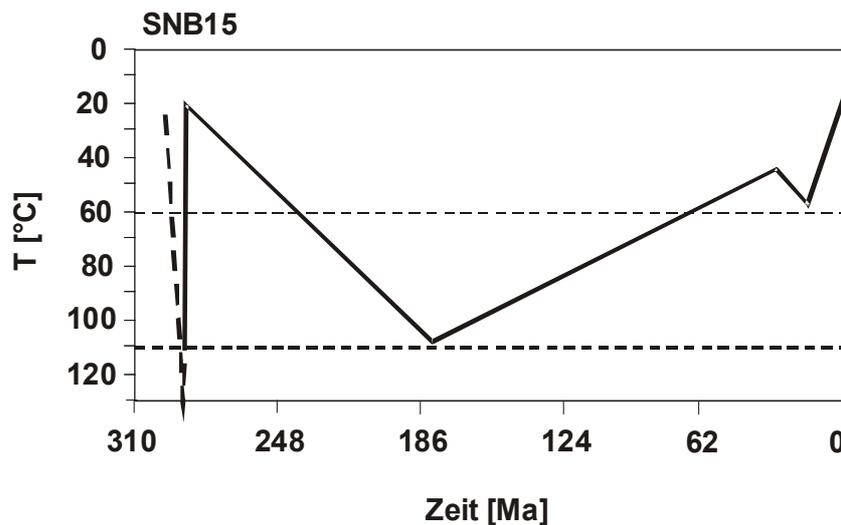


Abb. 35: Modellierter Temperaturgeschichte der Probe SNB15.

Die Bohrung Meisenheim 1 ist eine der Schlüsselbohrungen zum Verständnis der geologischen Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens. Von dieser Bohrung konnten die Apatitspaltspurenergebnisse von zwei Proben (SNB6 und SNB7) aus unterschiedlichen Tiefen simuliert werden (Abb. 36). Die Probe SNB6 wurde zur Zeit der permokarbonen Versenkung in einen Temperaturbereich über 120 °C verbracht. Damit wurden alle zuvor gebildeten Spaltspuren gelöscht. Im Mesozoikum erfuhr die Probe wiederum eine Aufheizung auf ca. 105 °C, bevor vor ca. 160 Ma Abkühlung und Hebung einsetzte. SNB7 wurde aufgrund ihrer größeren Tiefe erst vor ca. 100 Ma unter die 120 °C-Isotherme abgekühlt. Dieser Prozess muss aber zur gleichen Zeit wie bei SNB6 begonnen haben. Die kretazische Abkühlungsrate betrug zwischen 1,0 und 1,7 °C/Ma. Durch den Verlauf der Zeit/Temperatur-Pfade beider Proben - Temperaturdifferenz von ca. 35 °C und einer Tiefendifferenz von ca. 1300 m - konnte für die Kreide ein geothermischer Gradient von ca. 27 °C/km ermittelt werden, was je nach Wärmeleitfähigkeit der Gesteine einem Wärmefluss von ungefähr 50-60 mW/m² entspricht.

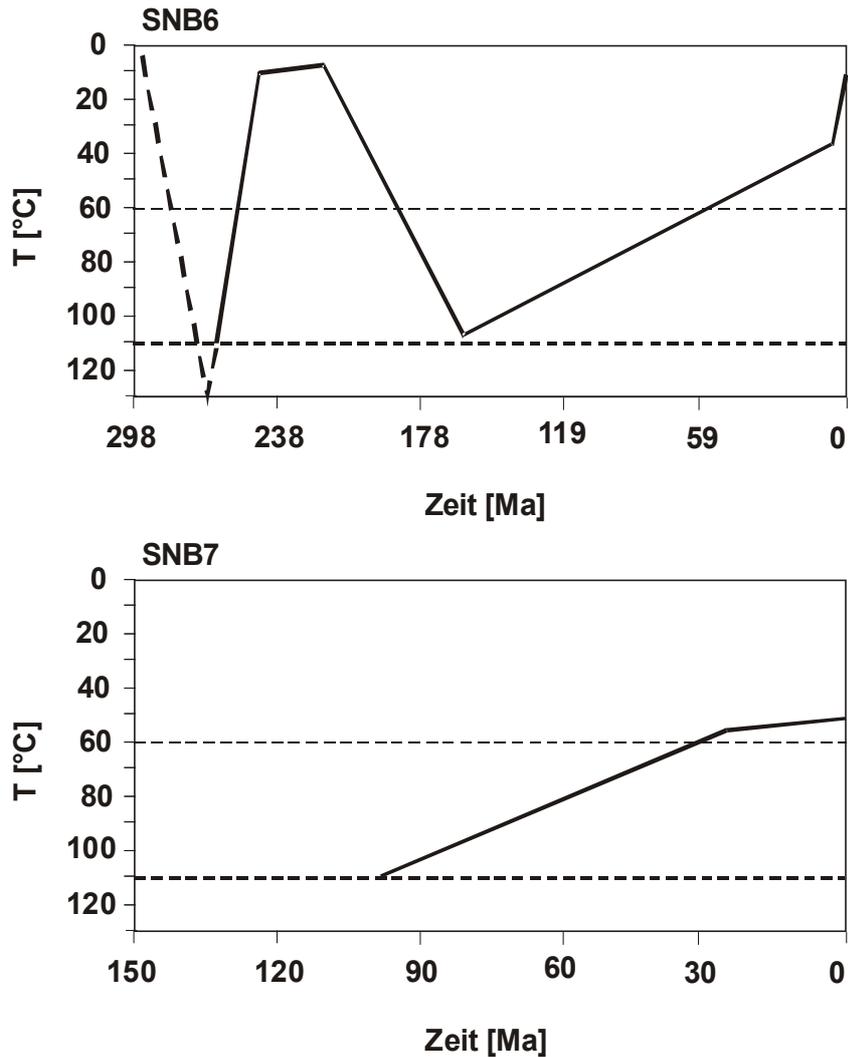


Abb. 36: Modellierte Temperaturgeschichte der Proben SNB6 und SNB7 aus der Bohrung Meisenheim 1.

6.7.6 Pfalz-Mulde

Die Ergebnisse von SNB14 zeigen, dass die Probe relativ früh Temperaturen von über 110 °C ausgesetzt war. Nach der ältesten Spaltspur zu schließen, geschah dies vor 260 Ma, zum Zeitpunkt der permokarbonen Versenkung. Vor 130 ± 30 Ma wurden wieder Maximaltemperaturen von 105 ± 5 °C erreicht, gefolgt von einer raschen Abkühlung. Die 60 °C-Isotherme wurde vor ca. 110 Ma erreicht.

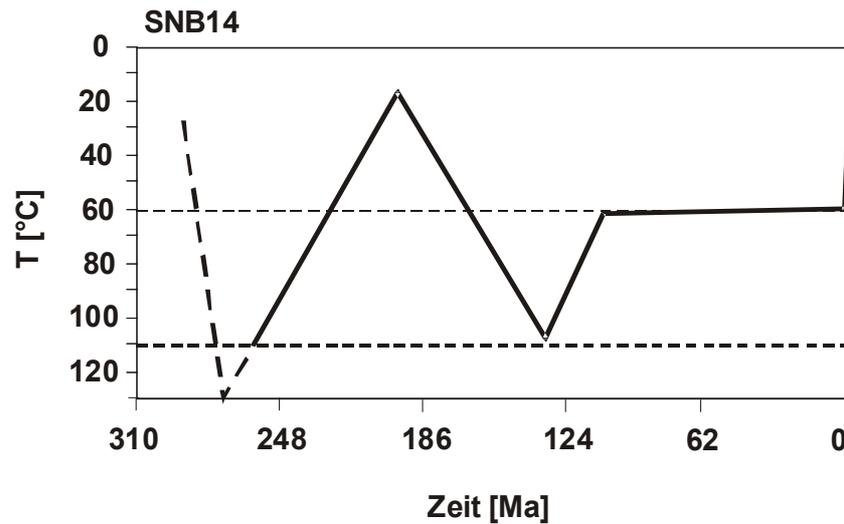


Abb. 37: Modellierte Temperaturgeschichte der Probe SNB14.

6.7.7 Diskussion

Alle untersuchten Proben zeigen eine mesozoische Erwärmung bis teilweise über 110 °C an. Durch diese Temperaturüberprägung konnte die permokarbone Entwicklung nicht mehr aufgelöst werden. Grundsätzlich lassen sich zwei Trends für die Abkühlungsgeschichte unterscheiden:

- GRUPPE A: Erreichen der Maximaltemperaturen in der Trias bzw. dem unteren Jura und anschließend langsame Abkühlung. Die Proben SNB4, SNB9, SNB10 und SNB15 zeigen diese Charakteristika.
- GRUPPE B: Erreichen der Maximaltemperaturen im oberen Jura bzw. der Unterkreide und anschließend schnelle Abkühlung. SNB14, SNB18, möglicherweise auch SNB6 und SNB7 sind in diese Kategorie einzuordnen.

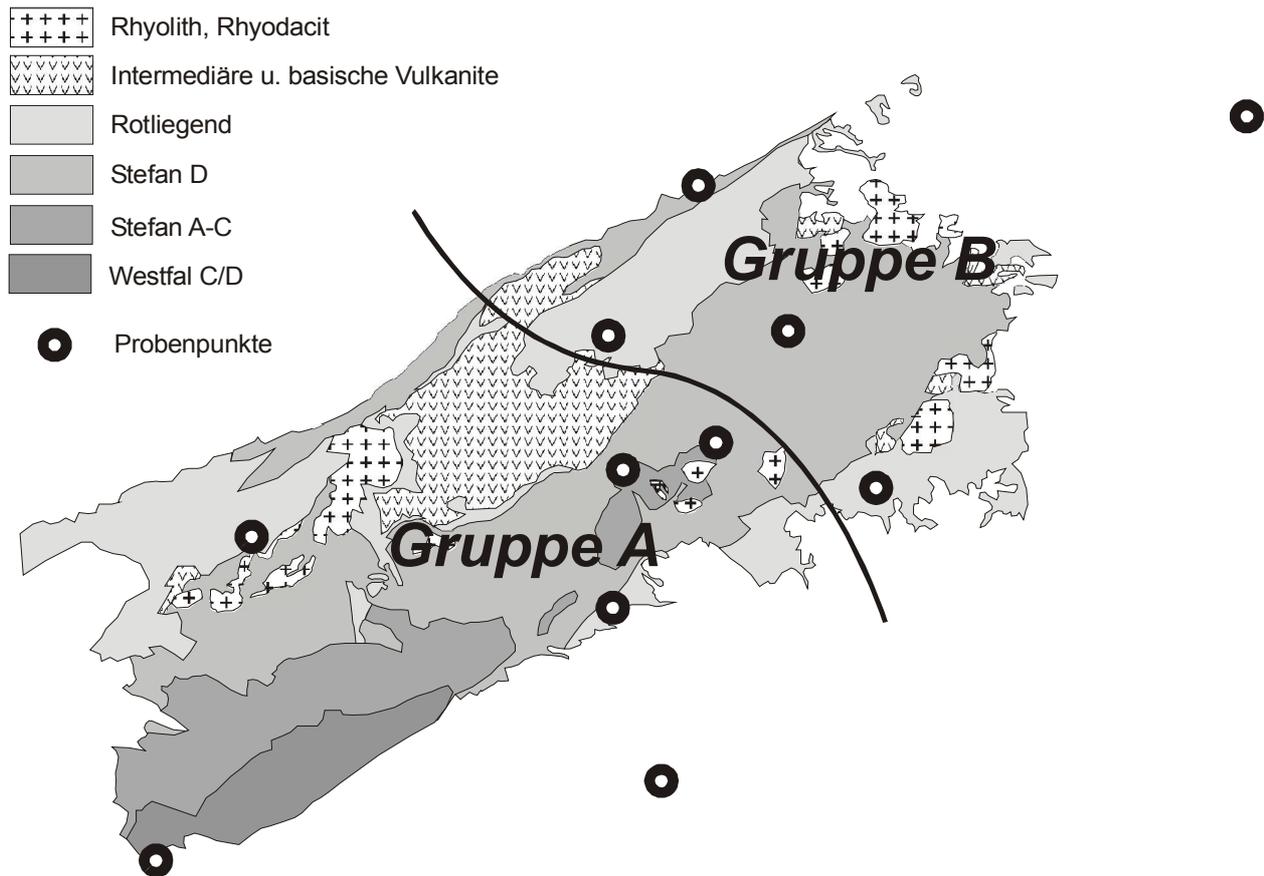


Abb. 38: Räumliche Verteilung von Proben mit unterschiedlichen Charakteristika. Gruppe A: Erreichen der Maximaltemperaturen in der Trias bzw. dem unteren Jura und anschließend langsame Abkühlung. Gruppe B: Erreichen der Maximaltemperaturen im oberen Jura bzw. der Unterkreide und anschließend schnelle Abkühlung.

Auffällig ist, dass die Gruppe A ausschließlich auf den westlichen und die Gruppe B auf den östlichen Bereich des Arbeitsgebietes beschränkt sind. Zur Erklärung der Daten sind mehrere Szenarien denkbar, aber zwei am wahrscheinlichsten:

- Geht man von einem gleichbleibenden Wärmefluss über die gesamte Abkühlungsphase aus, würde dies bedeuten, dass die Hebung und damit Abkühlung im westlichen Teil des Beckens schon im unteren Jura einsetzen, im östlichen Teil aber erst in der Unterkreide. Die schnelle Abkühlung im Osten könnte durch eine starke Hebung erklärt werden. Das gesamte Saar-Nahe-Becken ist demnach gehoben worden. Im Osten allerdings stärker bzw. schneller als im Westen, was zu einer Verkippung der gesamten Scholle geführt haben könnte.
- Die schnelle Abkühlung im Osten könnte auch durch die Abnahme (eines evtl. zuvor erhöhten) Wärmeflusses hervorgerufen worden sein.

6.7.8 Kurzsüme

Durch die Ergebnisse der Apatitspaltspurenuntersuchungen konnte zum ersten Mal die mesozoisch/känozoische Temperaturgeschichte des Saar-Nahe-Beckens quantifiziert werden. Die wichtigsten Erkenntnisse sind:

- Mesozoische Erwärmung/Absenkung, wobei Gesteinsformationen, die heute an der Oberfläche liegen, z.T. Werte über 110 °C erreichten.
- Beginn der Abkühlung im Westen früher als im Osten.
- Im Osten des Beckens schnellere Abkühlung als im Westen.
- Tertiäre Erwärmung im östlichen Beckenbereich um ca. 10 °C.

Da diese Ergebnisse in die Simulation der Absenkungs-, Erosions- und Temperaturgeschichte eingehen, erfolgt eine ausführliche Diskussion dort.

7 Numerische Beckensimulation

Im Rahmen dieser Arbeit wurden insgesamt 50 1D, zwei 2D und eine 3D Modellrechnung zur Simulation der geologischen Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens durchgeführt. Die Lage der wichtigsten Bohrungen, der 2D-Linien und der 3D-Studie ist Abbildung 39 zu entnehmen.

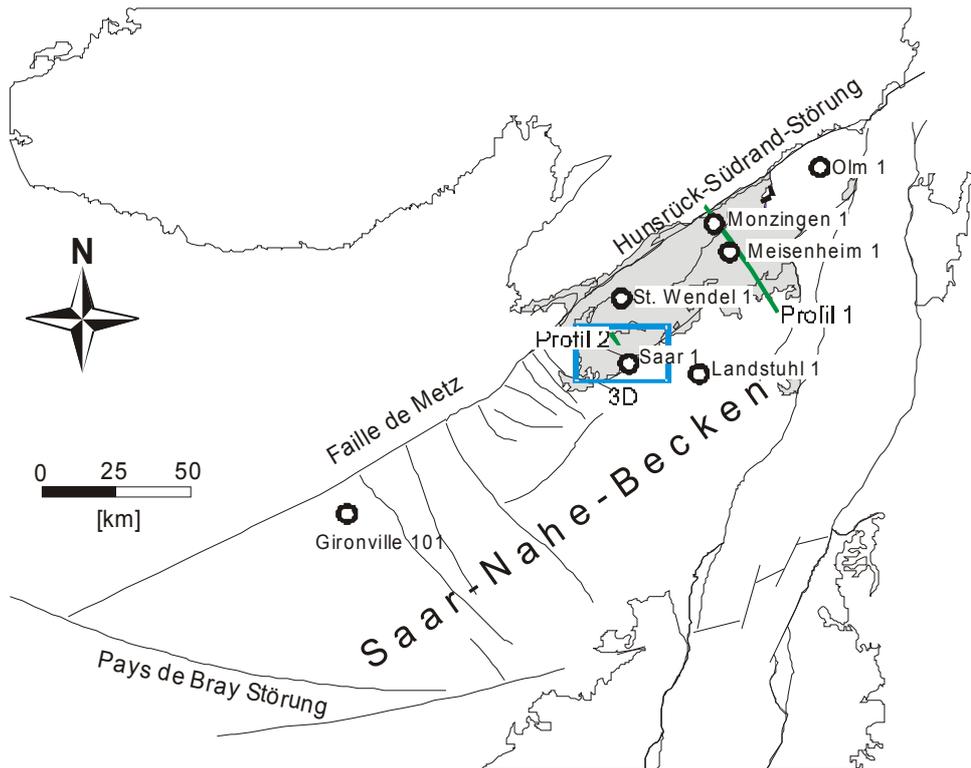


Abb. 39: Lage der wichtigsten Bohrungen, der 2D-Linien, sowie der 3D-Studie.

7.1 Absolute Altersangaben / Stratigraphie

Die absoluten Altersangaben für die Simulationen stammen aus den Arbeiten von BURGER et al. (1997), HARLAND et al. (1990), HESS (1990), HESS & LIPPOLT (1986), HESS & LIPPOLT (1988), LIPPOLT & HESS (1989), LIPPOLT et al. (1984), LIPPOLT et al. (1989), LIPPOLT et al. (1990), MENNING (1993), MÜLLER (1996) sowie SOMMERMANN (1993) und wurden zur Erstellung von Abbildung 4 verwendet.

7.2 Das Konzeptionelle Modell

Im folgenden soll kurz die Beckenentwicklung und das daraus resultierende Modell skizziert werden. Die Grundlage bilden vor allem die Arbeiten von HENK (1992), HENK 1993a, b), KORSCH & SCHÄFER (1995) und SCHÄFER & KORSCH (1998). Als Fundament für den betrachteten Ablagerungsraum wurde ein drei Kilometer mächtiges Basement definiert (Albitgranit, 403 ± 24 Ma). Darüber wurden mitteldevonische Karbonate sowie oberdevonische bis unterkarbonische Siliziklastika abgelagert. Die jüngste datierte Einheit dieser knapp 1000 m mächtigen marinen Abfolge ist ein schwarzgrauer Tonstein des Visé. Zwischen Visé und oberstem Namur C wurde ein Hiatus (Erosion ist nicht auszuschließen, allerdings nicht quantifizierbar) angenommen. Die eigentliche permokarbone Beckenentwicklung setzt dann mit einem Basiskonglomerat (Spiesenschichten) ein. Im folgenden wurden permokarbone Sedimente (heute noch erhalten) mit einer kumulativen Mächtigkeit von acht Kilometern abgelagert. Im Oberkarbon und Stefan D herrschten fluvio-lakustrine Sedimente vor. Das Rotliegende hingegen wird hauptsächlich aus alluvialen Sedimenten und im basalen Bereich von Einschaltungen latit-andesitischer und rhyolithischer Vulkanite gebildet. Größere Erosionsereignisse bzw. Sedimentationsunterbrechungen müssen zwischen Westfal A und B, sowie an der Grenze Westfal/Stefan angenommen werden, sind allerdings zeitlich und hinsichtlich der Mächtigkeiten schwer zu beziffern. Da der Zeitpunkt der maximalen Versenkung erst im Perm erreicht wurde, spielen diese Erosionsereignisse eine untergeordnete Rolle. Nur für Bohrungen im Saarbrücken-Hauptsattel wurden diese in die Modelle integriert. Das Ende der Rotliegend-Sedimentation und damit der Zeitpunkt der maximalen Versenkung der Schichten ist zeitlich nicht eindeutig zu fassen, zumal sich das Trogtiefste im Laufe der Beckenentwicklung stetig von SW nach NE verlagert hat und auch über die Sedimentationsraten der erodierten Schichten nichts bekannt ist. Zwischen Ende der Sedimentation und Beginn der Erosion wurde kein Hiatus angenommen. Da die Stauf-Schichten (früher Buntsandstein) mittlerweile in den Zechstein gestellt werden (DITTRICH 1996) und EL OUEJLI & STAPF (1995) im St. Wendel-Graben Zechstein-Sedimente nachgewiesen haben, war das Erosionsereignis frühestens mit Beginn des Zechstein (258 Ma) beendet. Die Sedimentation hielt bis in den oberen Jura an. Ab der Kreide wurde das Saar-Nahe-Becken wieder zum Erosionsgebiet und erst im Oligozän teilweise wieder zum Ablagerungsraum. Nach dem Untermiozän begann eine heute noch andauernde Erosionsphase.

Aufgrund der vorhandenen Erosionsphasen im Saar-Nahe-Becken könnte der Zeitraum der maximalen Überlagerung auch in das Mesozoikum bzw. in das Tertiär fallen. Dafür wären allerdings unrealistisch hohe Sedimentmächtigkeiten von Mesozoikum bzw. Tertiär notwendig (HENK 1992).

Tab. 5: Hypothetischer Inputdatensatz einer Bohrung im Saar-Nahe-Becken. Sedimentmächtigkeiten und erodierte Sedimentmächtigkeiten sowie die Wärmeflussgeschichte sind nicht angegeben, da sie von Bohrung zu Bohrung unterschiedlich sind. Mit x markierte Lithologien sind in Kapitel 7.3.2 beschrieben.

Event-Nr.	Event-Name	Beginn [Ma]	Prozesse	Lithologie	Wassertiefe [m]	SWI-Temp. [°C]
45	Erode_T	23			0	10
44	Tertiär	57		SANDshaly	0	24
43	Erode_B	81			0	25
42	Erode_M	106			0	26
41	Erode_K	126			0	26
40	Erode_J	146			0	25
39	Jura	208		LIMeshaly	100	20
38	Keuper	232		SANDshaly	5	25
37	Muschelk.	240		LIMEmarly	45	27
36	Buntsand.	251		SANDSTONE	5	26
35	Zechstein	258		SANDSTONE	5	25
34	Rotliegend	?	Erosion Obere Nahe Gruppe bis Rothell Erosion O. Nahe		0	24
33	Obere Nahe	288	Ablagerung	x	5	23
32	Donnersberg	292	Ablagerung	x	5	24
31	Thall. Oberkir.	293	Ablagerung	x	5	24
30	Disibodenberg	293.5	Ablagerung	x	15	24
29	Odernheim	294	Ablagerung	x	15	24
28	Jeckenbach	295	Ablagerung	x	15	24
27	Lauterecken	296	Ablagerung	x	15	24
26	Quirnbach	297	Ablagerung	x	15	24
25	Wahnwegen	298	Ablagerung	x	15	24
24	Altenglan	299	Ablagerung	x	15	24
23	Remigiusberg	300	Ablagerung	x	15	24
22	Breitenbach	301	Ablagerung	x	5	25
20	Heusweiler	302.5	Ablagerung	x	5	25
19	Dilsburg	302.7	Ablagerung	x	5	25
18	Göttelborn	303.5	Ablagerung	x	5	25
17	Cantabrium	306	Erosion		0	25
16	Cantabrium	307	Ablagerung	x	3	25
15	Heiligenwald	308	Ablagerung	x	3	25
14	Luisenthal	308.5	Ablagerung	x	3	25
13	Geisheck	309.1	Ablagerung	x	3	25
12	Sulzbach	310.7	Ablagerung	x	3	25
11	Rothell	311.2	Ablagerung	x	3	25
10	St. Ingbert	312	Ablagerung	x	3	26
9	Westfal B	313	Erosion Westfal B		0	26
8	Westfal B	314	Ablagerung	x	5	26
7	Neunkirchen	315	Ablagerung	x	5	26
6	Spiesen	316	Ablagerung	SANDcongl	5	26
5	Namur	333	Hiatus		0	27
4	Dinant	363	Ablagerung	SHALE	300	25
3	Oberdevon	377	Ablagerung	LIMEsandy	30	27
2	Mitteldevon	386	Ablagerung	LIMESTONE	30	27
1	Basement			BASEMENT		

7.3 Gesteinsphysikalische Parameter

7.3.1 Wärmeleitfähigkeiten

Da ein Hauptziel der Arbeit darin bestand, aus Paläotemperaturindikatoren (v.a. Vitrinitreflexion und Spaltspurendaten) Paläowärme Flüsse zu ermitteln, ist der Parameter Wärmeleitfähigkeit der verwendeten Lithologien von größter Bedeutung. Literaturdaten zu Wärmeleitfähigkeiten von Gesteinen im Saar-Nahe-Becken sind nur sehr spärlich vorhanden: HÜCKEL & KAPPELMEYER (1966) im Saarkarbon und HEDEMANN (1976) für die Bohrung Saar 1. Da diese Werte zudem nicht in Abhängigkeit von der Temperatur gemessen wurden, mussten eigene Untersuchungen durchgeführt werden (Kap 6.6).

Im PetromodTM Programmpaket wird das Verhalten der thermischen Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix im Bereich zwischen -20 und 300 °C durch Gleichung 19 beschrieben. Bei Temperaturen über 300 °C wird die Wärmeleitfähigkeit als konstant betrachtet:

$$\lambda(T) = \frac{100^{\circ}\text{C} - T}{80^{\circ}\text{C}} \cdot \lambda^{20} + \frac{T - 20^{\circ}\text{C}}{80^{\circ}\text{C}} \cdot \lambda^{100} \quad \text{Gleichung 19}$$

$\lambda(T)$ = Wärmeleitfähigkeit für jede Temperatur, λ^{20} = Wärmeleitfähigkeit bei 20 °C, λ^{100} = Wärmeleitfähigkeit bei 100 °C, T = Temperatur.

Die Wärmeleitfähigkeiten der Gesteinsmatrix bei 20 und 100 °C werden als Eingabeparameter benötigt. Tabelle 6 gibt einen Vergleich zwischen den gemessenen Werten, Literaturdaten und den Werten, die im Simulationsprogramm angeboten werden. Einen guten Überblick über Wärmeleitfähigkeiten, Probleme und Daten geben die Arbeiten von: BLACKWELL & STEELE (1989), CLAUSER & HUENGES (1995), DEMING (1994), GALLAGHER et al. (1997), HAENEL et al. (1988), HÜCKEL & KAPPELMEYER (1966), PRIBNOW (1994), VASSEUR et al. (1995).

Tab. 6: Vergleich der Wärmeleitfähigkeiten (Matrixleitfähigkeit) der verwendeten Lithologien. λ^{20} = Wärmeleitfähigkeit bei 20 °C, λ^{100} = Wärmeleitfähigkeit bei 100 °C. Die Daten von HÜCKEL & KAPPELMEYER (1966) wurden bei 60 °C gemessen und mussten mit Hilfe von Standardkurven umgerechnet werden.

Lithologie	Eigene Daten		Hückel... (1966)		PetroMod TM	
	λ^{20}	λ^{100}	λ^{20}	λ^{100}	λ^{20}	λ^{100}
Kohle	0,21	0,21	0,31	0,27	0,50	0,46
Tonstein	1,73	1,64	1,80	1,73	1,98	1,91
Siltstein	2,25	2,10	2,14	2,04	2,14	2,04
Sandstein	3,79	3,33	3,78	3,30	3,12	2,64
Konglomerat	5,70	4,78	4,87	4,57	2,93	2,63

7.3.2 Wärmeleitfähigkeiten Schichtenmodell

Die korrekte Wiedergabe der Lithologien und damit der gesteinsphysikalischen Parameter ist für die korrekte Berechnung des Temperaturfeldes von großer Wichtigkeit. Im Eingabesatz für die Simulationen müssen in der Regel Schichtpakete von mehreren hundert Metern Mächtigkeit als ein Ereignis („event“) definiert werden. Dadurch werden Wechselfolgen unterschiedlicher Lithologien und damit unterschiedlicher Leitfähigkeiten mit nur einem numerischen Wert beschrieben. Es stellt sich die Frage nach der durchschnittlichen Wärmeleitfähigkeit von komplex aufgebauten Schichtenfolgen. Die Simulationsprogramme ermöglichen zwar das Mischen der vorgegebenen Grundlithologien (Tonstein, Siltstein, Sandstein usw.), behandeln die Schichten aber als homogene Gemische der einzelnen Komponenten und nicht als Wechselfolge unterschiedlicher Lithologien. Physikalisch korrekt berechnet sich die Wärmeleitfähigkeit von Mehrschichtenkörpern folgendermaßen (z.B. HÜCKEL & KAPPELMEYER 1966):

$$R_{th} = \left(\frac{m_1}{\lambda_1}\right) + \left(\frac{m_2}{\lambda_2}\right) + \left(\frac{m_3}{\lambda_3}\right) + \dots + \left(\frac{m_i}{\lambda_i}\right) = \sum \left(\frac{m_i}{\lambda_i}\right) \quad \text{Gleichung 20}$$

R_{th} : Gesamtwärmewiderstand, m_i : Mächtigkeiten der einzelnen Schichten, λ_i Wärmeleitfähigkeiten der einzelnen Schichten.

$$\lambda_{\varnothing} = \sum m_i \cdot \left(\frac{1}{R_{th}} \right) = \sum m_i \left(\frac{1}{\sum \left(\frac{m_i}{\lambda_i} \right)} \right) \quad \text{Gleichung 21}$$

λ_{\varnothing} : Durchschnittliche Wärmeleitfähigkeit.

In Abbildung 40 ist die unterschiedliche Temperaturverteilung in einem homogenen und einem geschichteten Körper für ein Extremszenarium (50 % Kohle, 50 % Sandstein) dargestellt. In 1000 m Tiefe beträgt der Temperaturunterschied 17 °C. Aus diesem Grund wurde für die Berechnung von durchschnittlichen Wärmeleitfähigkeiten das Schichtenmodell verwendet.

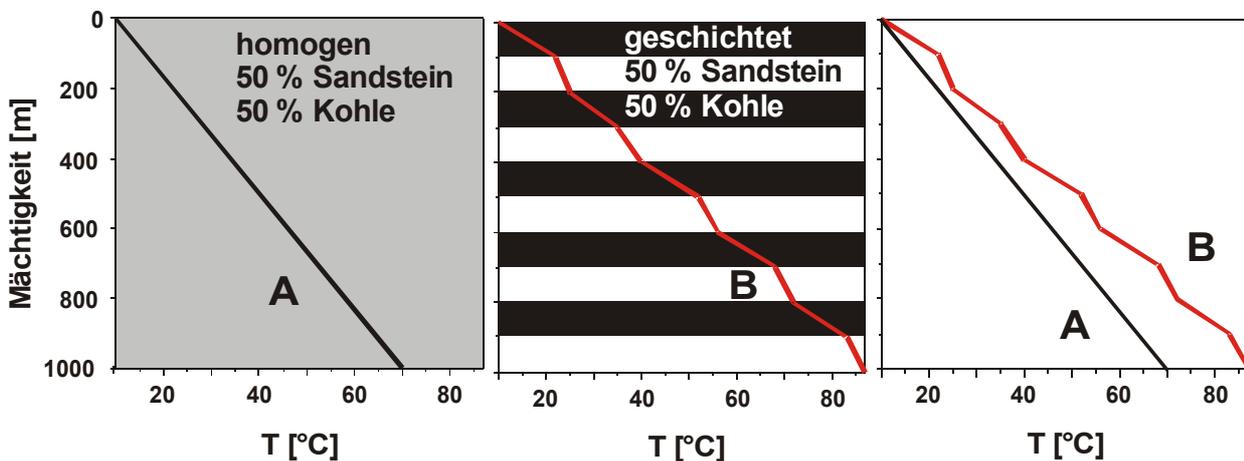


Abb. 40: Unterschiedliche Temperaturverteilung in einem homogenen (A) und einem geschichteten (B) Körper.

Da von vielen Bohrungen des Saar-Nahe-Beckens digitale Schichtenverzeichnisse mit einer Auflösung im cm- bis dm-Bereich vorlagen, konnten für die gesamte Schichtenfolge mit Hilfe eines Tabellenkalkulationsprogramms die durchschnittlichen Wärmeleitfähigkeiten nach dem Schichtenmodell bestimmt werden. Für diese Berechnungen, wurden 8 Bohrungen ausgewählt, die nahezu die gesamte Schichtenfolge des Saar-Nahe-Beckens beinhalten. Die verwendeten Bohrungen sind in Tabelle 7 mit den berechneten Werten aufgeführt. Zum Vergleich sind auch die Wärmeleitfähigkeiten für den Datensatz von HÜCKEL & KAPPELMAYER (1966) und die PetroMod™ Standardwerte dargestellt. Bei dieser Vorgehensweise bleiben allerdings laterale Faziesunterschiede, z.B. geringe Unterschiede in der Kohleführung, unberücksichtigt.

Tab. 7: Prozentualer Gehalt der Standardlithologien Kohle (Ko.), Tonstein (To.), Siltstein (Si.), Sandstein (Sa.), Konglomerat (Kon.) und Karbonat (Ka.), sowie die nach dem Schichtenmodell errechneten Wärmeleitfähigkeiten mit unterschiedlichen Datensätzen (eigene Messungen, HÜCKEL & KAPPELMEYER (1966) und PetroMod™). $\lambda^{20, 100}$ = Wärmeleitfähigkeit bei 20 bzw. 100 °C in W/(m·K).

	Ko.	To.	Si.	Sa.	Kon.	Ka.	Eigene		Hüchel...		PetroMod	
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	λ^{20}	λ^{100}	λ^{20}	λ^{100}	λ^{20}	λ^{100}
Meisenheim 1												
Jeckenbach	-	1	62	26	-	11	2,57	2,36			2,41	2,21
Lauterecken	-	3	64	7	6	20	2,49	2,30			2,34	2,18
Quirnbach	-	-	81	6	13	-	2,52	2,33			2,27	2,13
Wahnwegen	-	-	76	13	3	8	2,46	2,28			2,30	2,15
Altenglan	-	2	48	8	-	42	2,53	2,33			2,45	2,27
Remigiusberg	-	1	65	15	8	11	2,58	2,37			2,40	2,19
Breitenbach	-	3	71	23	-	3	2,47	2,28			2,33	2,15
Obere Heusweiler	-	-	56	31	8	5	2,76	2,52			2,48	2,26
St. Wendel 1												
Oberkir./Thallicht.	-	-	67	33	-	-	2,59	2,39			2,40	2,20
Disibodenberg	-	1	71	28	-	-	2,53	2,33			2,36	2,17
Odernheim	-	1	87	12	-	-	2,36	2,19			2,23	2,10
Jeckenbach	-	6	51	37	-	5	2,63	2,41			2,47	2,24
Lauterecken	-	5	62	26	4	2	2,56	2,36			2,38	2,19
Quirnbach	-	-	77	23	-	-	2,48	2,29			2,31	2,14
Wahnwegen	-	10	42	46	-	2	2,70	2,47			2,54	2,28
Altenglan	-	-	81	16	-	3	2,43	2,25			2,28	2,12
Remigiusberg	-	59	5	36	-	-	2,72	2,49			2,46	2,24
Breitenbach	-	-	54	46	-	-	2,77	2,53			2,52	2,27
Peterswald												
Breitenbach	-	8	29	63	-	-	2,85	2,59	2,83	2,58	2,63	2,35
Obere Heusweiler	-	1	31	42	27	-	3,29	3,00	3,14	2,89	2,66	2,34
Untere Heusweiler	-	2	43	49	6	-	2,86	2,61	2,79	2,56	2,56	2,31
Dilsburg	1	4	33	55	7	-	2,79	2,54	2,79	2,55	2,58	2,31
Eiweiler-Vogelsborn												
Untere Heusweiler	1	42	24	32	1	-	2,17	2,03	2,22	2,08	2,30	2,11
Dilsburg	2	44	53	1	-	-	1,70	1,61	1,79	1,69	1,98	1,87
Obere Göttelborn	2	24	53	21	-	-	1,86	1,76	1,97	1,83	2,10	1,95
Mittlere Göttelborn	2	17	35	46	-	-	2,16	2,01	2,27	2,09	2,32	2,10
Wemmetsweiler-Nord												
Dilsburg	2	-	77	21	-	-	2,03	1,90	2,08	1,93	2,14	1,99
Obere Göttelborn	1	-	81	18	-	-	2,27	2,11	2,23	2,08	2,22	2,07
Mittlere Göttelborn	-	-	76	23	1	-	2,45	2,27	2,37	2,21	2,30	2,14
Untere Göttelborn	1	-	36	40	23	-	3,00	2,73	2,94	2,70	2,58	2,33
Obere Heiligenwald	6	-	63	17	14	-	1,55	1,48	1,77	1,61	1,93	1,78
Quierschied-Nord												
Untere Heiligenwald	5	33	33	17	12	-	1,61	1,53	1,80	1,66	1,99	1,84
Obere Sulzbach	12	17	40	18	13	-	1,07	1,04	1,33	1,20	1,62	1,50
Untere Sulzbach	5	9	46	31	9	-	1,69	1,6	1,90	1,73	2,05	1,88
Hohlenstein												
Untere Heiligenwald	9	11	58	14	8	-	1,27	1,23	1,51	1,37	1,75	1,62
Luisenthal	5	7	54	20	14	-	1,63	1,55	1,84	1,68	1,98	1,83
Geisheck	5	3	69	17	6	-	1,65	1,57	1,82	1,67	1,97	1,83
Obere Sulzbach	8	9	55	14	14	-	1,32	1,27	1,56	1,42	1,78	1,65
Untere Sulzbach	5	8	54	20	13	-	1,72	1,64	1,91	1,75	2,03	1,88
Saar 1												

Rothell	3	-	27	26	44	-	2,53	2,33	2,41	2,18
St. Ingbert	6	-	10	77	4	-	1,79	1,69	2,26	1,99
Obere Neunkirchen	8	1	54	20	17	-	1,43	1,37	1,87	1,72
Untere Neunkirchen	5	-	51	31	13	-	1,99	1,88	2,21	2,01

Insbesondere in den flözführenden Schichten des Westfals sind die Unterschiede zum homogenen Mischungsmodell gravierend. Für die Oberen Sulzbach-Schichten der Bohrung Hohlenstein ergibt ein Wert von 2,23 W/(m·K) für die homogene Mischung und 1,32 W/(m·K) für den geschichteten Körper unter Verwendung der eignen Wärmeleitfähigkeitsmessungen und bei 20 °C. Dies entspricht einem Faktor von 0,59. HÜCKEL & KAPPELMEYER (1966) verwendeten diesen Ansatz für das Saarkarbon und BÜKER (1996) für das Ruhrgebiet. CERONE et al. (1996), POLLACK & CERONE (1994) dokumentierten die Auswirkungen, die gering wärmeleitende Sedimente wie Kohlen und Tonsteine auf das Temperaturfeld eines Sedimentbeckens haben.

Tab. 8: Vergleich der Wärmeleitfähigkeiten von homogener Mischung und Schichtenmodell für die Bohrung Hohlenstein. λ^{20} = Wärmeleitfähigkeit bei 20 °C, λ^{100} = Wärmeleitfähigkeit bei 100 °C.

	homogen		geschichtet	
	λ^{20}	λ^{100}	λ^{20}	λ^{100}
Untere Heiligenwald	2,05	1,89	1,27	1,23
Luisenthal	2,48	2,26	1,63	1,55
Geisheck	2,29	2,11	1,65	1,57
Obere Sulzbach	2,23	2,40	1,32	1,27
Untere Sulzbach	2,45	2,24	1,72	1,64

7.4 Temperatur an der Sediment/Wasser-Grenzfläche

Für die Berechnung der Temperaturgeschichte eines Sedimentbeckens ist die Angabe der Temperatur an der Sediment/Wasser-Grenzfläche sehr wichtig, da diese Temperatur die obere Randbedingung bei der Temperaturmodellierung bildet. Diese Temperatur ist eine Funktion des Paläoklimas und der Wassertiefe. WYGRALA (1989) stellte einen umfangreichen Datensatz zusammen und integrierte diesen in PetroModTM. Diese Werte wurden ergänzt durch Angaben zu Paläogeographie und Paläoklima des Saar-Nahe-Beckens aus den Arbeiten von SCHÄFER & STAMM (1989) und ZIEGLER (1990) und in Abbildung 41 dargestellt.

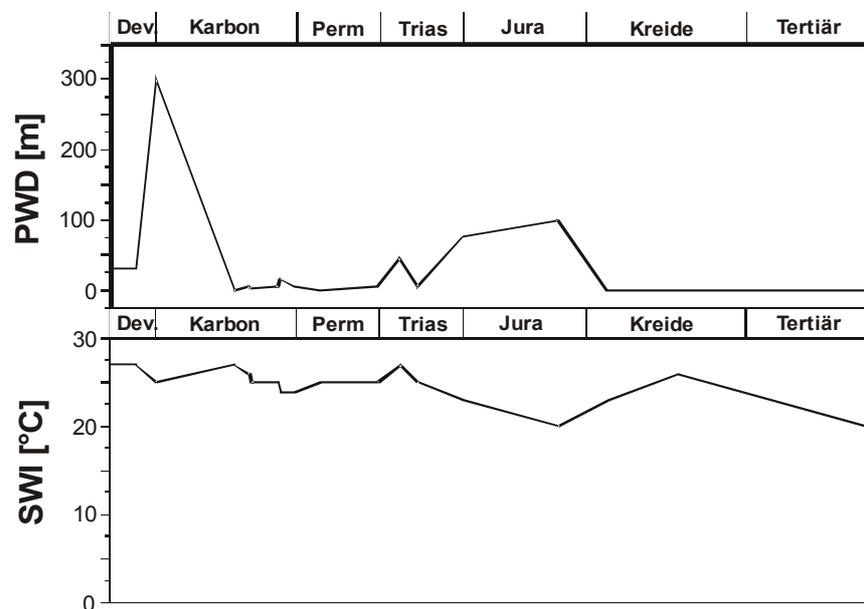


Abb. 41: Verwendete Paläowassertiefen (PWD) und Temperaturen an der Sediment/Wasser-Grenzfläche (SWI).

7.5 Sensitivitätsanalysen

Sensitivitätsanalysen sind Teil jeder Simulationsstudie und sollen den Einfluss nicht eindeutig definierbarer Eingabedaten auf die Simulationsrechnungen zeigen. Es stellt sich somit die Frage, in welchem Rahmen die benutzten Eingabeparameter schwanken dürfen, ohne dass signifikante Widersprüche zu den Kalibrationsdaten auftreten. In CAO & LERCHE (1990), NIELSEN (1996), WAPLES et al. (1992a) und WAPLES et al. (1992b) wird die Problematik der Sensitivitätsanalyse ausführlich diskutiert.

Im Mittelpunkt der Studie standen die Simulationsergebnisse: Wärmefluss und Erosionsmächtigkeit. Daher wurden in der Sensitivitätsanalyse Parameter getestet, die diese Ergebnisse beeinflussen. In Abbildung 42 sind Ergebnisse der Bohrung Meisenheim 1 dargestellt. Der Wärmefluss zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung und Temperaturbeanspruchung wurde um $\pm 5 \text{ mW/m}^2$ und der Betrag der erodierten Mächtigkeiten der Sedimente des Perms um $\pm 200 \text{ m}$ variiert. Deutlich ist zu sehen, wie sensibel die Simulationsrechnung auf diese Änderungen reagiert. Berücksichtigt man die Fehler bei der Messung der Kalibrationsdaten - im Falle des Saar-Nahe-Beckens sind diese gering, da die Vitrinitreflexion in den meisten Fällen an Kohlen gemessen werden konnte – ergibt sich im Idealfall eine Genauigkeit der Ergebnisse von $\pm 2 \text{ mW/m}^2$ für den Wärmefluss und $\pm 100 \text{ m}$ für die erodierten Mächtigkeiten.

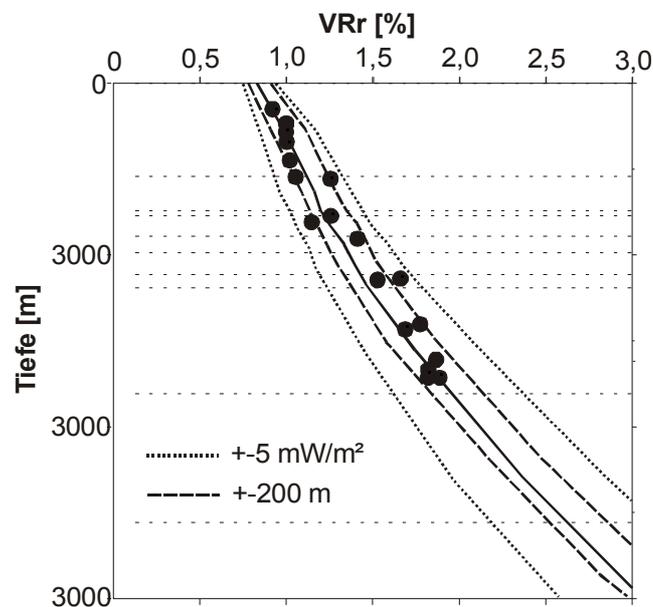


Abb. 42: Variation von Wärmefluss und erodierter Mächtigkeit der Bohrung Meisenheim 1.

Nicht eindeutig definierbare Eingabedaten für die Simulationsrechnungen waren:

- Die Wärmeleitfähigkeit des flözführenden Oberkarbon.
- Die Lithologie der erodierten Schichten (Rotliegend) und die zugehörigen petrophysikalischen Eigenschaften.
- Das Ende der Sedimentation im Rotliegend/Beginn der Erosion bzw. Dauer der maximalen Versenkung (Setzte die Erosion gleich ein, oder gab es einen Hiatus?).

Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse werden im folgenden kurz und exemplarisch anhand der Bohrungen Hohlenstein und Meisenheim 1 dargestellt.

Die Bohrung Hohlenstein wurde a) mit den gemessenen und b) mit den von HÜCKEL & KAPPELMEYER (1966) publizierten Wärmeleitfähigkeiten simuliert. In beiden Fällen wurde mit dem Schichtenmodell gerechnet. Während im ersten Fall für eine Anpassung der errechneten an die gemessenen Vitrinitreflexionswerte 2200 m zusätzliche Überlagerung und ein Paläowärmefluss von 60 mW/m² gefordert werden, liegen die Ergebnisse für die publizierten Wärmeleitfähigkeiten bei 2600 m und 55 mW/m². Es ergibt sich ein Unterschied von 400 m und 5 mW/m². Dieses Ergebnis zeigt, wie wichtig die Kenntnis der Wärmeleitfähigkeiten sowohl von einzelnen Gesteinen als auch ganzer Schichtpakete ist. In beiden Fällen ist das errechnete Temperaturfeld nahezu identisch, da beide Modelle kalibriert sind. Durch den unterschiedlichen Betrag an erodierten Sedimenten ergibt sich allerdings eine unterschiedliche Druck- und Überdruckentwicklung.

Tab. 9: Vergleich der Ergebnisse der Simulationsrechnungen von Bohrung Hohlenstein mit unterschiedlichen Datensätzen für die Matrixleitfähigkeit der Gesteine.

Wärmeleitfähigkeit	Paläowärmefluss	Erodierte Mächtigkeit
	[mW/m ²]	[m]
Hüchel... (1966)	55	2600
Eigene Daten	60	2200

Für die Bohrung Meisenheim wurden die Zeitdauer der maximalen Versenkung sowie die Lithologien der erodierten Sedimente variiert. Im konzeptionellen Modell wird angenommen, dass nach der Maximalversenkung im Rotliegend sofort die Erosion einsetzt. Im Zechstein werden erneut Sedimente abgelagert. Vor Beginn der Erosion wurde nun in das Modell ein Hiatus von 1 Ma und 5 Ma eingefügt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 43 dargestellt. Die errechneten Vitrinitreflexionswerte sind wesentlich höher als die gemessenen. Im Modell ohne Hiatus ist das Temperaturfeld, bedingt durch die rasche Absenkung und die Wärmekapazität der Sedimente, gestört. „Kalte“ Sedimente werden in größere Tiefen verbracht und die Temperaturen sind geringer als unter ungestörten „steady state“ Bedingungen. Bei den Modellen mit Hiatus tritt dieser Effekt zurück, da Zeit für eine Reequilibrierung des Temperaturfeldes vorhanden ist. Außerdem kann die Maximaltemperatur länger auf die Reaktion wirken (1 Ma, 5 Ma). Um eine

Anpassung von gerechneten an gemessene Werte bei den Modellen mit Hiatus zu erreichen, muss mit einem geringeren Wärmefluss im Vergleich zum ursprünglichen Modell gerechnet werden. Bei einem 1 Ma dauernden Hiatus muss der Wärmefluss um 2 mW/m^2 und bei 5 Ma um 5 mW/m^2 verringert werden.

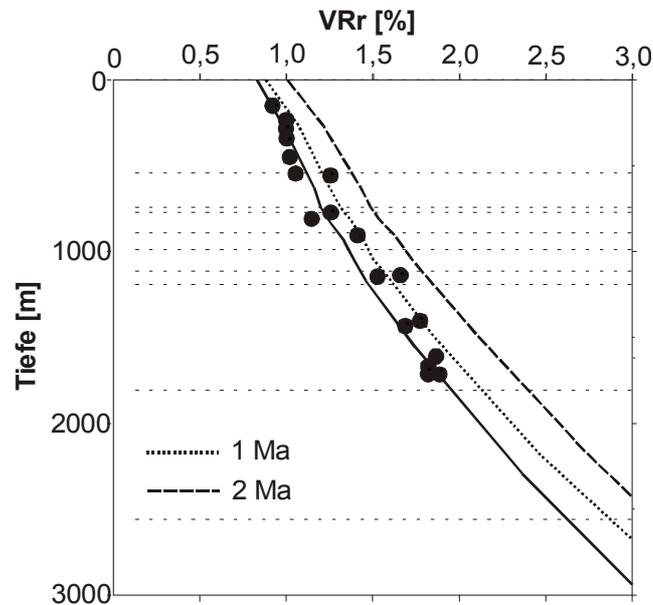


Abb. 43: Berechnete Vitrinitreflexionswerte für Hiaten von 1 und 5 Ma im Vergleich zum konzeptionellen Modell (kein Hiatus vor dem Beginn der Erosion).

Tab. 10: Vergleich der Ergebnisse der Simulationsrechnungen der Bohrung Meisenheim 1 mit unterschiedlicher Dauer des Hiatus zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung.

Dauer Hiatus [Ma]	Wärmefluss [mW/m ²]
0	57
1	55
2	52

In einem weiteren Test wurde die Lithologie der erodierten Sedimente verändert. Zwei Extremszenarien sind in Abbildung 44 dargestellt. Zum einen wurde nur mit Sandstein, zum anderen nur mit Tonstein gerechnet. Da Sandstein wesentlich höhere thermische Leitfähigkeiten (bedingt durch höhere Matrixleitfähigkeit und anderes Kompaktionsverhalten) als die verwendeten Lithologien hat, sind die errechneten Vitrinitreflexionswerte geringer, für Tonstein gilt das Gegenteil. Um eine Kalibration zu erreichen, müssen im Sandsteinmodell noch 1300 m

zusätzlich abgelagert werden. Im Tonsteinmodell verringert sich die Überlagerungsmächtigkeit um 1000 m im Vergleich zum favorisierten Lithologie-Modell (siehe Kapitel 7.3).

Es zeigt sich ganz deutlich, dass die Variation von Messwerten, wie z.B. Vitrinitreflexion oder Wärmeleitfähigkeiten, weniger Einfluss auf die Simulationsergebnisse haben als Unterschiede im konzeptionellen Modell (z.B. Hiatus, Lithologie der erodierten Sedimente).

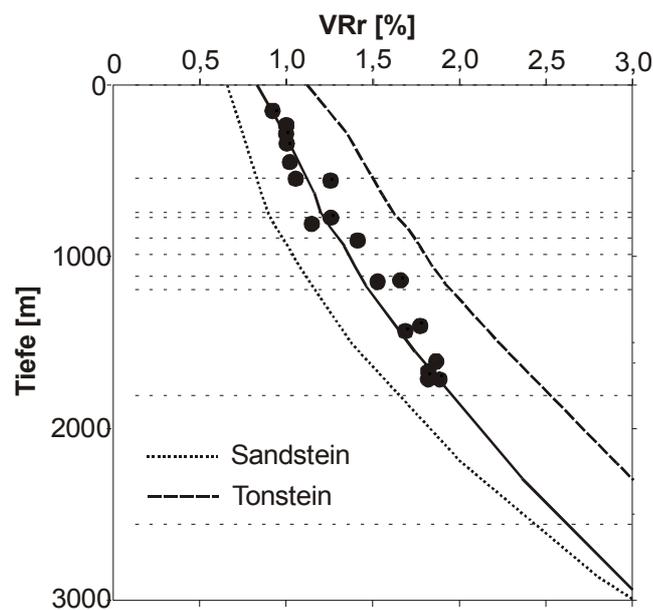


Abb. 44: Berechnete Vitrinitreflexionswerte für Tonstein und Sandstein als Lithologien der erodierten Schichten.

Tab. 11: Vergleich der Ergebnisse der Simulationsrechnungen der Bohrung Meisenheim 1 mit unterschiedlichen Lithologien der erodierten Sedimente.

Lithologie	Erodierte Mächtigkeit [m]
Tonstein	2550
Sandstein	4850
Mischlithologien	3550

8 Ergebnisse der 1D-Simulationen

8.1 Der heutige Wärmefluss

Der rezente Wärmefluss konnte durch die Anpassung der errechneten Temperaturen an gemessene Bohrlochtemperaturen bestimmt werden. Es lagen Temperaturdaten aus den Bohrungen Fürstenhausen-Völklingen, Uchtelfangen, Saar 1 und Gironville 101 vor (Abb. 45). Da für die Bohrungen Fürstenhausen-Völklingen und Uchtelfangen keine Angaben zum Messverfahren vorlagen, konnten die Werte nicht auf ungestörte Gebirgstemperaturen umgerechnet werden; das Gleiche gilt für die Bohrung Gironville 101. Die entsprechenden Ergebnisse sind deshalb nur unter Vorbehalt zu interpretieren. Die Bohrlochtemperaturen von Saar 1 wurden von HEDEMANN (1976) auf Gebirgstemperaturen extrapoliert. Als Jahresmittel der Oberflächentemperatur wurden 10 °C für das gesamte Arbeitsgebiet angenommen (HEDEMANN 1976).

Für die Bohrungen Fürstenhausen-Völklingen und Uchtelfangen ergaben die Simulationen des rezenten Temperaturfeldes Wärmeflusswerte von 55 und 50 mW/m². Für die Bohrung Saar 1 lagen Temperaturwerte bis zu einer Tiefe von 5740 m vor. Der ermittelte Wärmefluss liegt bei 53 mW/m². Der heutige kalibrierte Wärmefluss der Bohrung Gironville 101 liegt bei 50 mW/m². Aufgrund der geringen Datendichte zeigen sich keine eindeutigen räumlichen Variationen im Wärmefluss.

Diese ermittelten Werte liegen deutlich unter dem Durchschnittswert von 63 mW/m², den HÜCKEL & KAPPELMEYER (1966) für das Saarkarbon angeben. Betrachtet man allerdings die Einzelwerte, aus denen der Durchschnitt gebildet wurde - 52 bis 69 mW/m² -, dann liegen die eigenen Werte noch am unteren Ende dieses Bereiches. Aufgrund der Verwendung neuerer Messmethoden für die Wärmeleitfähigkeit und der genaueren Berechnung des Temperaturfeldes durch das Simulationsprogramm ist der ermittelte Durchschnitt von 52 mW/m² den Literaturdaten von HÜCKEL & KAPPELMEYER (1966) vorzuziehen.

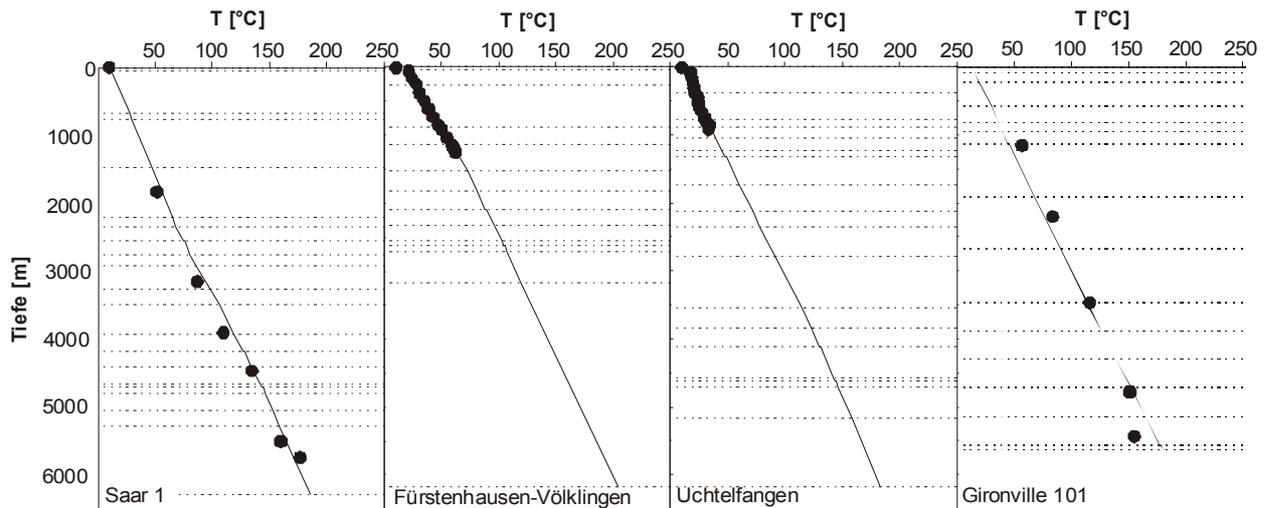


Abb. 45: Gemessene (Punkte) und berechnete heutige Formationstemperaturen der Bohrungen Saar 1, Fürstenhausen-Völklingen, Uchtelfangen und Gironville 101.

8.2 Das Tertiär-zeitliche Temperaturereignis

Die Apatitspaltspurendaten zeigen für die Probe SNB2 aus der Bohrung Landstuhl 1 eine Tertiär-zeitliche Temperaturzunahme (Eozän/Oligozän) um ca. 10 °C an. Dies kann einerseits durch eine Erhöhung des Wärmeflusses um 10 mW/m² (von 55 – 60 auf 65 – 70 mW/m²) oder durch Ablagerung von 300 m mächtigen eozän/oligozänen Sedimenten erreicht werden. Eine Erhöhung des Wärmeflusses kann durch die Entstehung des Oberrheingrabens erklärt werden, verbunden mit einer Zunahme des Wärmeflusses während der Rift-Phase. Da im östlichen Saar-Nahe-Becken auch tertiäre Sedimente diskordant die permokarbene Beckenfüllung überlagern, ist das zweite Szenarium der eozän/oligozänen Sedimentation auch denkbar. Aufgrund der ungenügenden Datenlage kann allerdings keine Entscheidung getroffen werden, ob eines der Modelle oder eine Kombination aus beiden zu bevorzugen, bzw. „wahr“ ist (Abb. 46).

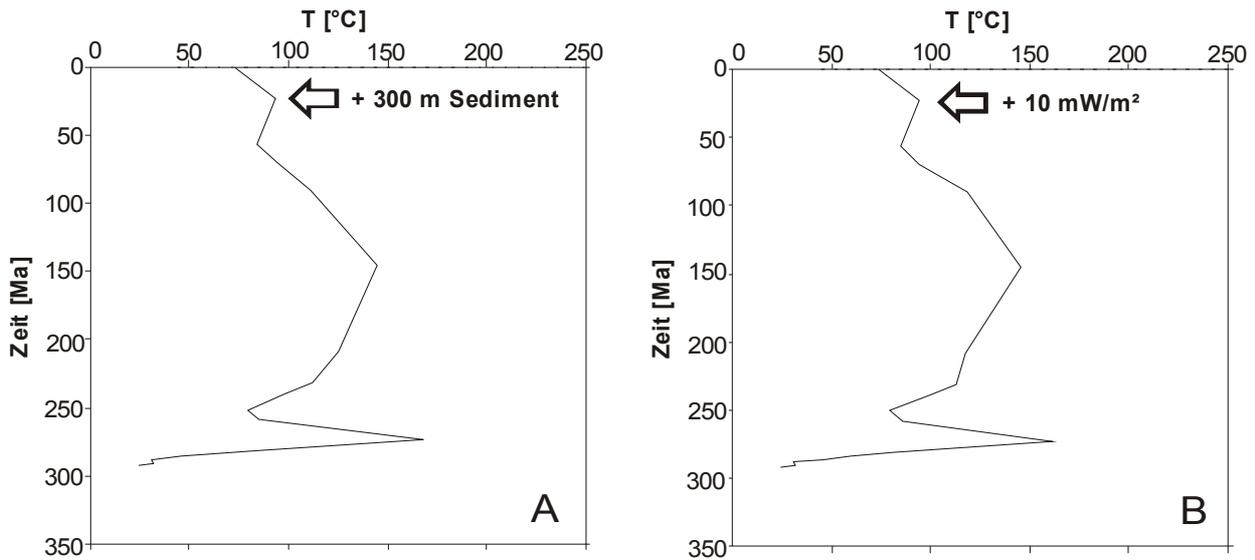


Abb. 46: Simulierte Temperaturgeschichte der Probe SNB2 aus der Bohrung Landstuhl 1. Tertiäre Temperaturerhöhung um 10 °C. A: durch 300 m zusätzliche Sedimentation. B: durch eine Erhöhung des Wärmeflusses im Eozän/Oligozän um 10 mW/m².

8.3 Die Mesozoische Temperaturgeschichte

Zur Aufklärung der mesozoischen Temperaturgeschichte konnten nur die Ergebnisse der Apatitspaltspurenmodellierung verwendet werden. Die Apatitspaltspurenlängenverteilungen und Spaltspurenalter belegen eine Temperaturerhöhung im Jura und eine anschließende Abkühlung. Die Zunahme der Temperatur kann entweder durch eine Erhöhung des Wärmeflusses oder durch eine tiefere Versenkung hervorgerufen worden sein. Bei der Abkühlung sind die Prozesse Hebung/Erosion und Verringerung des Wärmeflusses ausschlaggebend. Analog der Kalibrierung der Modelle mit der Vitrinitreflexion können Wärmefluss und erodierte Überlagerungsmächtigkeit variiert werden, um die errechneten an die gemessenen Daten anzupassen. In Abbildung 47 ist dies exemplarisch dargestellt. Die gemessene Vitrinitreflexion belegt, dass die Probe zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung im Permokarbon eine Temperatur von ca. 150 °C hatte. Die Apatitspaltspurendaten zeigen eine mesozoische Aufheizung auf ca. 100 °C an. Um die 100 °C im Mesozoikum zu erreichen, wurden im Fall A die (später wieder erodierte) Überlagerungsmächtigkeit und im Fall B der Wärmefluss erhöht.

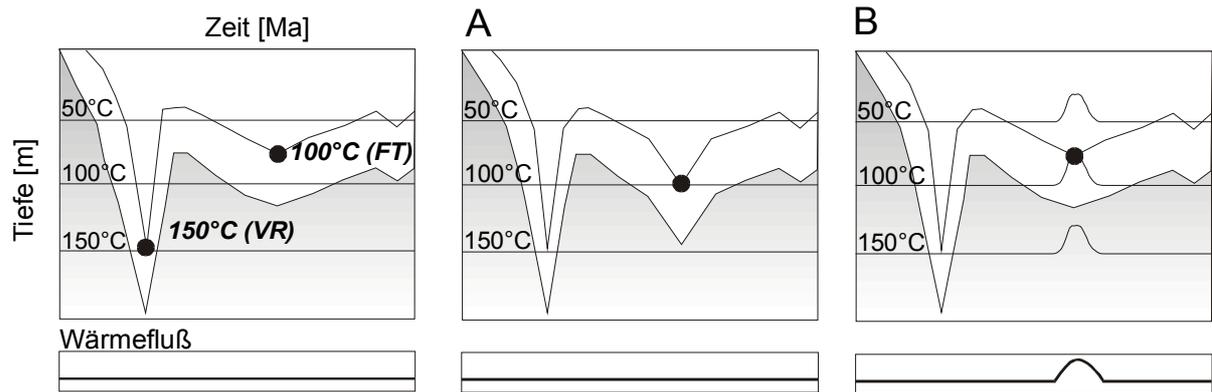


Abb. 47: Schematische Darstellung der Kalibration von Temperaturdaten aus der Apatitspaltspurenanalyse. A: höhere Überlagerungsmächtigkeit. B: höherer Wärmefluss. VR = Vitrinitreflexion. FT = Apatitspaltspuren. Erläuterung im Text.

Die Daten zeigen, dass Gesteine, die heute an der Oberfläche liegen, Temperaturen um die 100 °C (z.B. SNB6), teilweise sogar bis zu 110 °C (SNB15) erreichten. Selbst unter Annahme von extrem hohen Wärmeflüssen können diese Temperaturen nicht an der Erdoberfläche erreicht werden (vergl. Abb. 48). Für die Zeit Jura/Kreide müsste für dieses Szenario ein Wärmefluss von 150 mW/m² angenommen werden. 100 °C werden aber selbst bei derart hohen Wärmeflüssen erst in einer Tiefe von ca. 1100 m erreicht. Solche hohen Wärmeflüsse treten nach ALLEN & ALLEN (1990) allerdings nur an aktiven ozeanischen Rücken und Vulkanen auf. Dies kann für das Saar-Nahe-Becken ausgeschlossen werden. Die Annahme einer mesozoischen Versenkung bzw. Sedimentation ist deshalb zwingend.

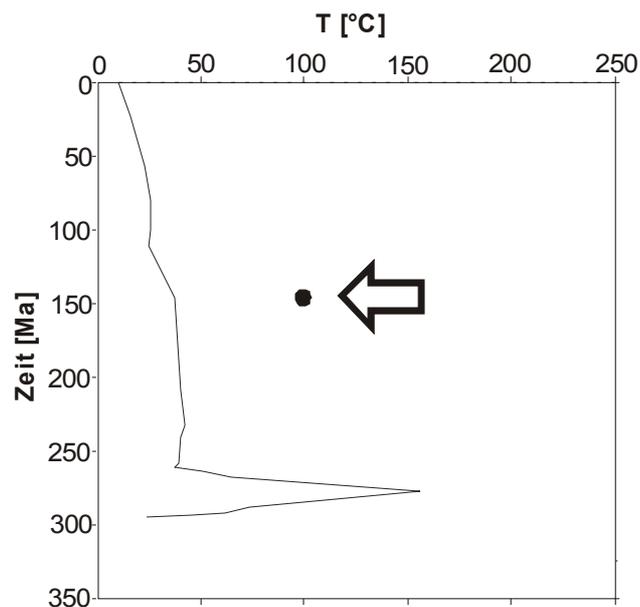


Abb. 48: Temperaturgeschichte der Probe SNB6. Keine mesozoische Überlagerung. Wärmefluss im Mesozoikum 150 mW/m². Punkt: Ergebnis der Apatitspaltspurenanalyse.

In einem zweiten Schritt wurde versucht, die mesozoische Maximaltemperatur von 100 °C nur durch die Annahme zusätzlicher Versenkung und unter Verwendung eines Wärmefflusses von 60 mW/m² zu erreichen. Dieses Szenarium erfordert 2500 m an triassischen und jurassischen Sedimenten. Vergleicht man diesen Wert mit den Mächtigkeiten von Trias und Jura aus benachbarten Gebieten, erscheint er viel zu hoch und geologisch nicht gerechtfertigt. HENK (1992) geht von maximal 1200 m mesozoischer Sedimente aus. Diese Mächtigkeit basiert auf den Isopachenkarten von WURSTER (1968) und ZIEGLER (1990). Demnach bleibt nur eine Schlussfolgerung: Die mesozoischen Temperaturen konnten nur durch eine Kombination von zusätzlicher Versenkung und erhöhtem Wärmeffluss erreicht werden. Im Folgenden wird dies anhand der Daten von SNB6 und SNB7 aus der Bohrung Meisenheim 1 für verschiedene Szenarien verdeutlicht.

Die mesozoische Überlagerung wurde auf 1200 gesetzt. Bei einem Wärmeffluss von 60 mW/m² wurden nur Temperaturen von 60 °C für SNB6 erreicht. Die Apatitspaltspurendaten erfordern 100 °C (Abb. 49A). Durch die Erhöhung des Wärmefflusses auf 110 mW/m² im obersten Jura konnte der Wert von 100 °C erreicht werden. Allerdings ist dieser Wärmeffluss so hoch, dass die Vitritreflexion im unteren Bereich der Bohrung (ab ca. 1500 m Tiefe), bedingt durch den resultierenden extremen geothermischen Gradienten, überprägt wurde. Dies ist in Abbildung 49B deutlich zu sehen. Da die gemessenen Vitritreflexionsdaten mit den gerechneten nicht mehr übereinstimmen, kann solch ein hoher Wärmeffluss ausgeschlossen werden. So hohe Werte sind nur für aktive Synrift-Becken charakteristisch ALLEN & ALLEN (1990). Somit sind 1200 m an mesozoischer Überlagerungsmächtigkeit nicht ausreichend.

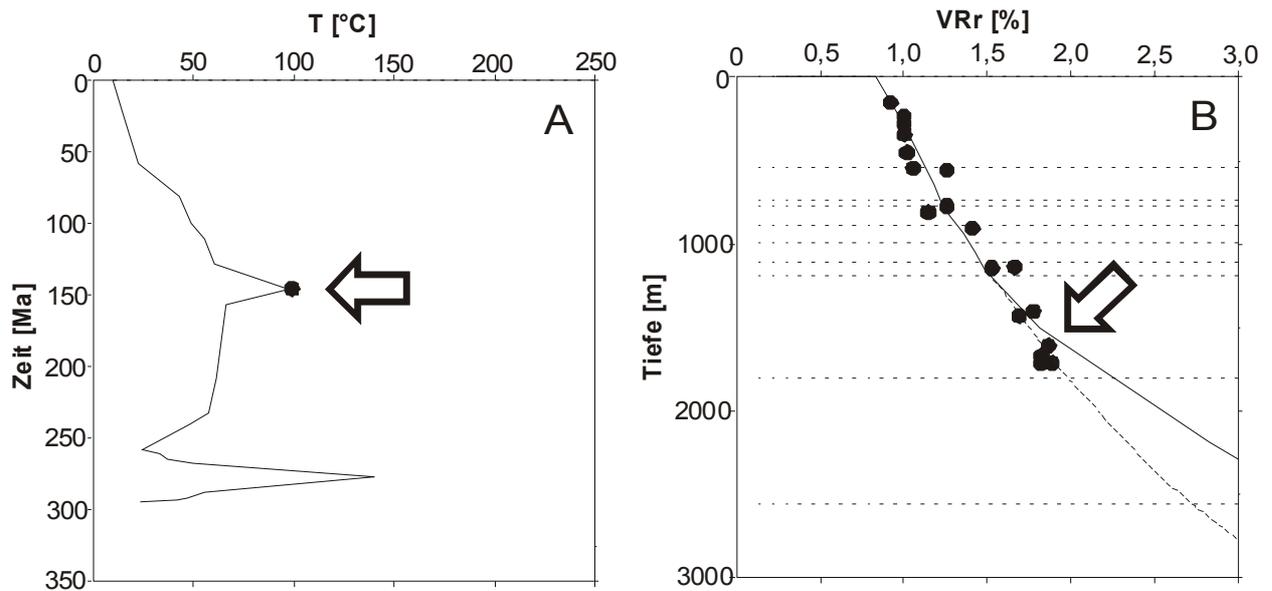


Abb. 49: A: Temperaturgeschichte der Jeckenbach-Schichten bzw. Probe SNB6 mit Apatitspaltspuren-Temperaturwert und B: heutige Vitrinitreflexion (Punkte = gemessen, Linien = errechnet) unter der Annahme von 1200 m mesozoischer Überlagerung und einem Wärmefluss von 110 mW/m^2 im oberen Jura. Gestrichelte Linie = „best fit“ Modell mit 1600 m mesozoischer Überlagerung und einem Wärmefluss von 75 mW/m^2 . Weitere Erläuterungen im Text.

Überlagerungsmächtigkeit und Wärmefluss wurden so lange modifiziert, bis eine akzeptable Anpassung der Temperaturgeschichte von SNB6 und SNB7 an die Ergebnisse der Apatitspaltspurenmodellierung erreicht wurde (Abb. 50). Das favorisierte Modell wurde mit 1600 m mächtigen triassisch/jurassischen Sedimenten und einem Wärmefluss von 75 mW/m^2 im oberen Jura gerechnet. Die Apatitspaltspurenlängenmodellierungen von SNB6 und SNB7 erforderten außerdem die Annahme eines durchschnittlichen geothermischen Gradienten für die oberen Kilometer des Sedimentbeckens von ca. $27 \text{ }^\circ\text{C/km}$ in der Kreide. Dies wurde in der Simulation durch einen kretazischen Wärmefluss von 60 mW/m^2 erreicht.

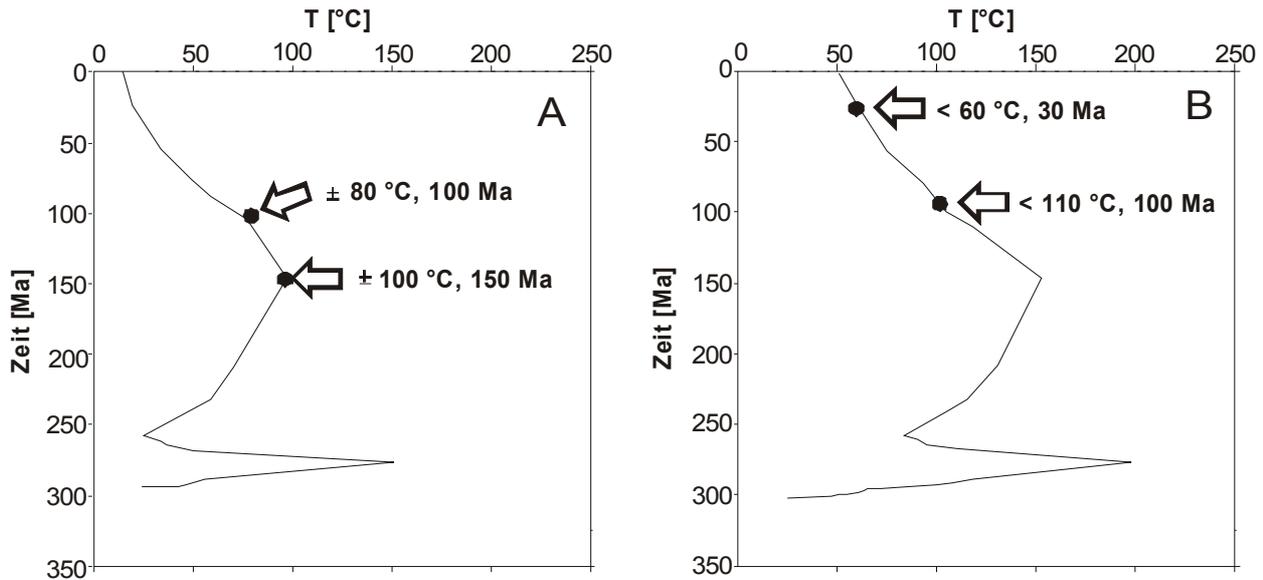


Abb. 50: Simulierte Temperaturgeschichte A: Probe SNB6 und B: Probe SNB7 aus Bohrung Meisenheim 1. Parameter: 1600 m erodierte mesozoische Mächtigkeit, Wärmefluss von 75 mW/m² im oberen Jura, 60 mW/m² in der Kreide. Übereinstimmung mit den Vorgaben aus der Apatitspaltspurenlängenmodellierung.

Für die Oberflächenproben SNB14, SNB15 und SNB18 konnte mit den gleichen Vorgaben eine akzeptable Anpassung an die Ergebnisse der Spaltspurenmessungen erreicht werden (Abb. 51).

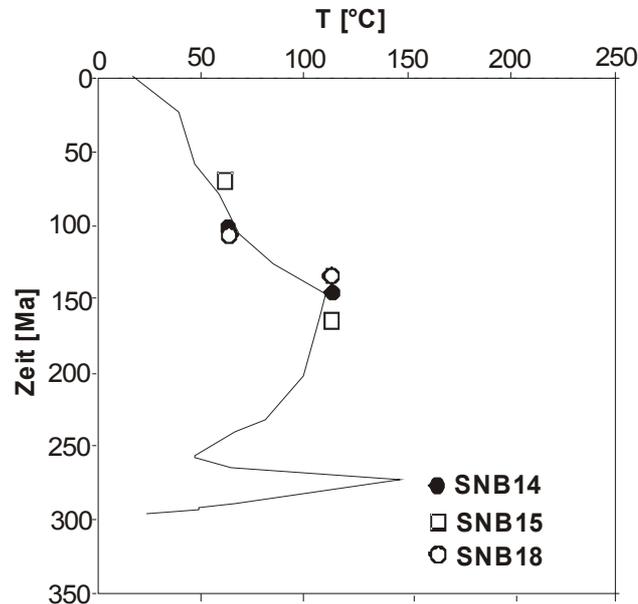


Abb. 51: Simulierte Temperaturgeschichte der Proben SNB14, SNB15 und SNB18. Parameter: 1600 m erodierte mesozoische Mächtigkeit, Wärmefluss von 75 mW/m² im oberen Jura, 60 mW/m² in der Kreide. Übereinstimmung mit den Vorgaben aus der Apatitspaltspurenlängenmodellierung.

Auch für die SNB4 aus der Bohrung St.Wendel 1 ergibt sich eine gute Anpassung an die Ergebnisse der Apatitspaltspurenlängenmodellierung, wenn mit 1600 m erodierter mesozoischer

Sedimentmächtigkeit und einem maximalen mesozoischen Wärmefluss von 70 mW/m^2 gerechnet wird (Abb. 52).

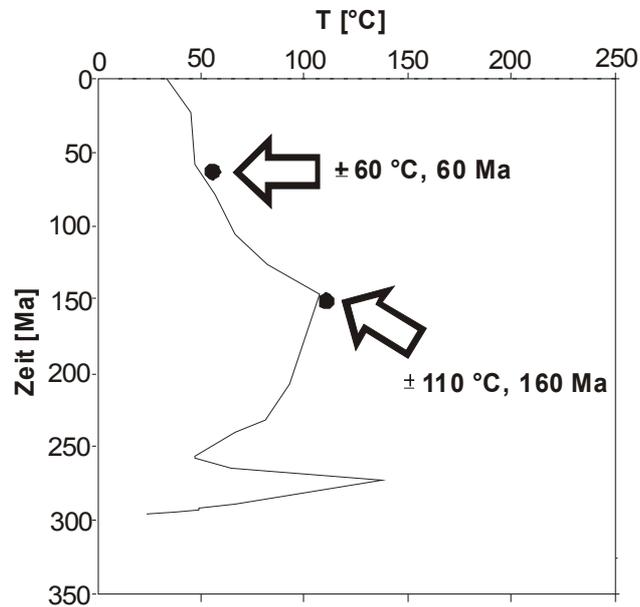


Abb. 52: Simulierte Temperaturgeschichte. Probe SNB4 aus Bohrung St.Wendel 1. Parameter: 1600 m erodierte mesozoische Mächtigkeit, Wärmefluss von 70 mW/m^2 im oberen Jura, 60 mW/m^2 in der Kreide. Übereinstimmung mit den Vorgaben aus der Apatitpaltspurenlängenmodellierung.

Die Ergebnisse der Proben SNB9 und SNB10 der Bohrung Emmersweiler 2 unterscheiden sich deutlich von den bisherigen Ergebnissen. Zum einen ist in SNB9 die permokarbone Maximalversenkung mit ca. 100 °C dokumentiert. Das mesozoische Temperaturereignis konnte nicht aufgelöst werden. Des weiteren muss mit einem Wärmefluss von 60 mW/m^2 im oberen Jura simuliert werden, um die gerechneten Temperaturen an die Apatitdaten anzupassen (Abb. 52). Mit einem Wärmefluss von $70\text{-}75 \text{ mW/m}^2$, wie bei den anderen Proben, ist dies nicht möglich.

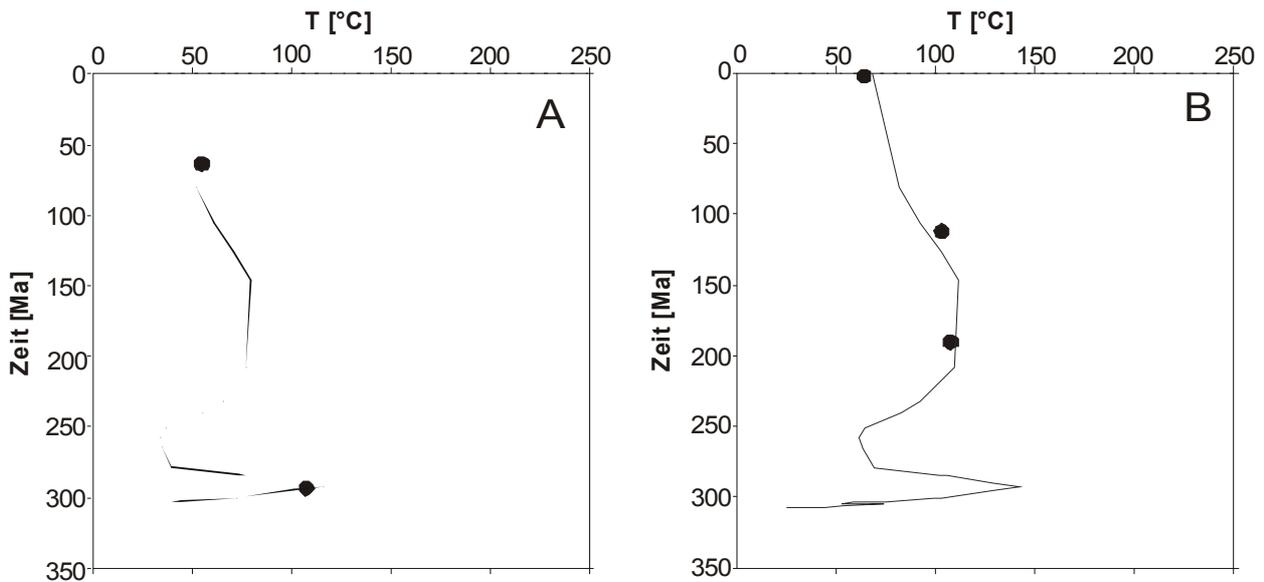


Abb. 53: Simulierte Temperaturgeschichte A: Probe SNB9 und B: Probe SNB10 aus Bohrung Emmersweiler 2. Parameter: 1500 m erodierte mesozoische Mächtigkeit, Wärmefluss von 60 mW/m² im oberen Jura, 60 mW/m² in der Kreide. Übereinstimmung mit den Vorgaben aus der Apatitspaltspurenlängenmodellierung.

Die Ergebnisse der Modellrechnungen im Mesozoikum lassen sich kurz zusammenfassen:

- Mesozoische und in der Kreide wieder erodierte Überlagerungsmächtigkeit von maximal 1600 m für den Zentralbereich des Saar-Nahe-Beckens (für Lothringen liegen keine Daten vor).
- Zunahme des oberjurassischen Wärmeflusses von SW nach NO von 60 auf 75 mW/m² (Abb. 54).
- Kretazischer Wärmefluss von 60 mW/m².

Die mesozoische Temperaturerhöhung, bedingt durch zusätzliche Sedimentmächtigkeiten und erhöhte Wärmeflüsse, geht einher mit postvariszischen Vererzungen im Saar-Nahe-Becken (MERTZ et al. 1986, MERTZ et al. 1990, MÜLLER 1984, WALTER 1984). BÜKER (1996) und KARG (1998) bringen die mesozoische Erwärmung und die Vererzungen in Zusammenhang mit der beginnenden Öffnung des Atlantiks. Allerdings gibt es im Untersuchungsgebiet kaum veröffentlichte Daten über die Art und Zeitlichkeit der Vererzungen, die diese Deutung erhärten würden.

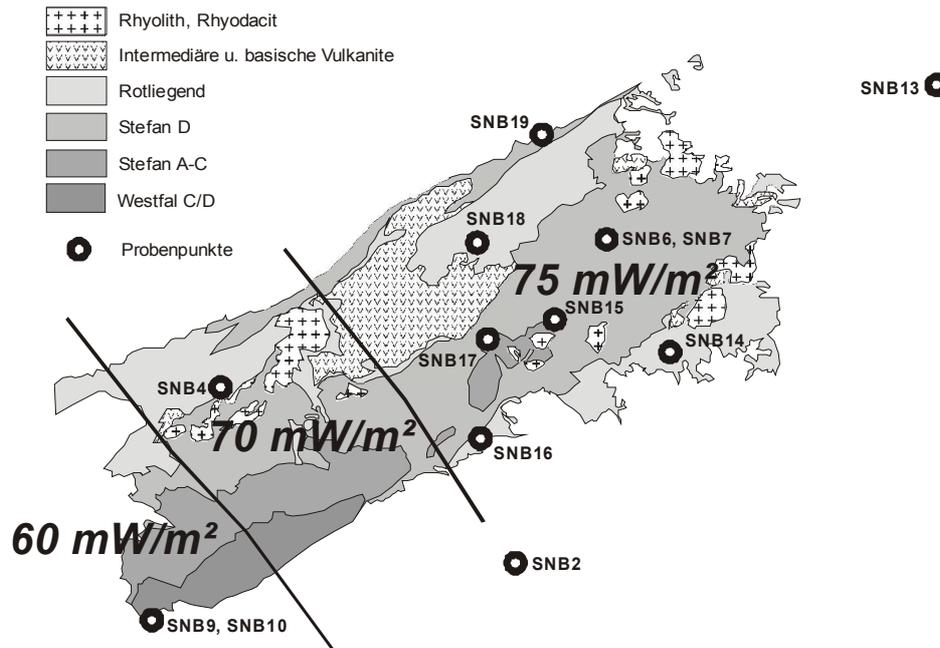


Abb. 54: Zunahme des Wärmeflusses im oberen Jura von SW nach NO.

8.4 Permokarbone Temperaturgeschichte

Zur Kalibration der Simulationsrechnungen der permokarbonen Temperaturgeschichte standen vor allem Vitritreflexionsdaten zur Verfügung, da die Apatitspaltspurendaten nur Aussagen zur mesozoisch-känozoischen Geschichte des Saar-Nahe-Beckens zulassen. Für die durchgeführten 1D-Simulationen konnten für das postulierte konzeptionelle Modell akzeptable Anpassungen von errechneten an gemessene Vitritreflexionswerte erreicht werden.

8.4.1 Lothringen

In Lothringen standen nur Daten der Bohrung Gironville 101 für die Simulation zur Verfügung. UNGERER et al. (1986) geben in ihrer Arbeit eine Überlagerung von 1500 bis 2000 m an. Für die Bohrung lagen zwei Vitritreflexionsdatensätze vor, die sich erheblich unterscheiden (Abb. 55). Die Mächtigkeit der erodierten Sedimente beträgt für den Datensatz von DURAND et al. (1986) 1800 m, der Paläowärmefluss 53 mW/m^2 . Für den zweiten Datensatz von ALPERN (1966) ergeben sich 1700 m an erodierten Sedimenten und 58 mW/m^2 für den Wärmefluss bei maximaler Versenkung (Abb. 55). In beiden Fällen wurde die maximale Versenkung im Stefan erreicht. Da die Messwerte von ALPERN (1966) später von ROUZAUD et al. (1991) nachgemessen und bestätigt

wurden, ist dieser Datensatz glaubwürdiger. Im Reifebereich 3,5 bis 4,5 %VR_r konnte keine optimale Kalibration erreicht werden. Dies liegt daran, dass in hohen Reifebereichen die Berechnung der Vitritreflexion nach SWEENEY & BURNHAM (1990) nicht ausreichend geeicht ist. Um eine optimale Kalibration in diesen Bereichen zu erreichen, müssten extrem hohe Paläowärmeflüsse (200 mW/m²) angenommen werden, die geologisch nicht zu rechtfertigen sind.

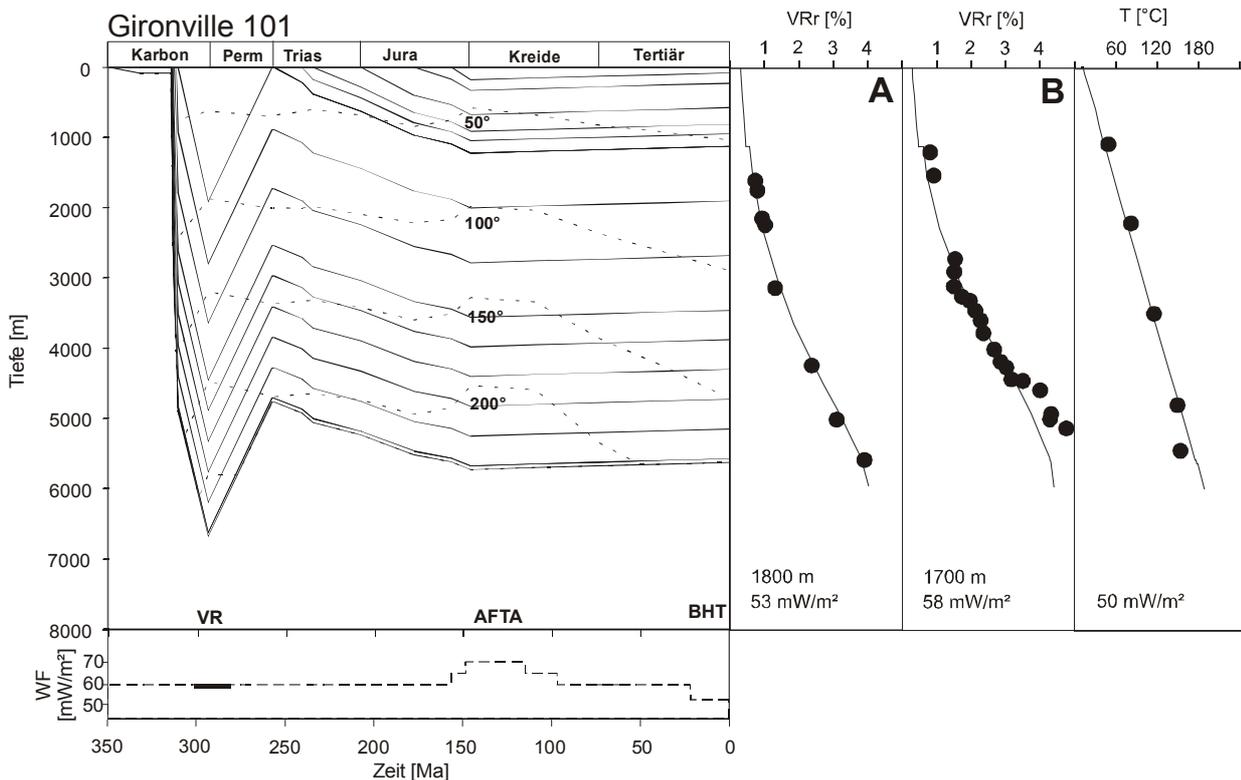


Abb. 55: Versenkungsgeschichte, Wärmeflussentwicklung, berechnete und gemessene Vitritreflexion (A: Datensatz von DURAND et al. (1986), B: Datensatz von ALPERN (1966) und ROUZAUD et al. (1991)) sowie die berechneten und gemessenen Formationstemperaturen. Der Wärmefluss ist kalibriert durch Vitritreflexion (VR), Apatitspaltspuren (AFTA) und Bohrlochtemperaturen (BHT).

8.4.2 Saarbrücken-Hauptsattel

Aufgrund der hohen Bohrungsdichte durch den Kohlebergbau konnten im Bereich des Saarbrücken-Hauptsattels sehr viele Simulationen durchgeführt werden. Der Übersicht halber sind hier nur 15 Bohrungen aufgeführt (Abb. 57, 58). Die erodierten Mächtigkeiten liegen zwischen 2000 und 3200 m und nehmen generell Richtung NE ab. Die Zuordnung der erodierten Schichten zu stratigraphischen Einheiten (Tab. 12) ergibt folgendes Bild: Vernachlässigt man eine kondensierte Sedimentation im Bereich des heutigen Hauptsattels, so setzte frühestens Ende Stefan C bzw. Anfang Stefan D Hebung verbunden mit Erosion ein, bzw. es wurden keine

Sedimente mehr abgelagert (z.B. Fürstenhausen-Völklingen, Fürstenhausen-Ost, Hohlenstein, Quierschied-Nord). Richtung NW (Prims-Mulde) begann die Erosion später; für die Bohrungen Peterswald und Primweiler beispielsweise im Rotliegend. Die Paläowärme Flüsse sind recht variabel und liegen zwischen 50 und 75 mW/m². Die variablen Wärme Flüsse deuten evtl. konvektiven Wärmetransport bzw. Zirkulation von heißen Wässern entlang Störungen und damit verbunden eine lokale Herabsetzung der Inkohlungsgradienten an. Eine weitere Erklärung wäre die unterschiedliche Hebungsgeschichte von Sattelkern, Flanke und der angrenzenden Mulde (Erosion im Sattel bei gleichzeitiger Sedimentation in Muldenbereichen), d.h. der Zeitpunkt der maximalen Versenkung wäre verschieden und somit wären die unterschiedlichen Wärme Flüsse das Ergebnis einer zeitlich variablen Wärme flussgeschichte. Der hohe errechnete Wärme fluss für die Bohrung Ziehwald könnte auch durch einen kleinen Intrusivkörper, der den erhöhten Inkohlungsgradienten verursachte, erklärt werden. Dafür ergeben sich allerdings keine Hinweise. Wie in den anderen untersuchten Gebieten sind im Vergleich zu unseren Ergebnissen die von BUNTEBARTH (1983) angegebenen Paläowärme Flüsse (90 bis 125 mW/m²) viel zu hoch und die Überlagerungsmächtigkeiten entsprechend zu gering (950 bis 1900 m). Siehe hierzu auch TEICHMÜLLER et al. (1983).

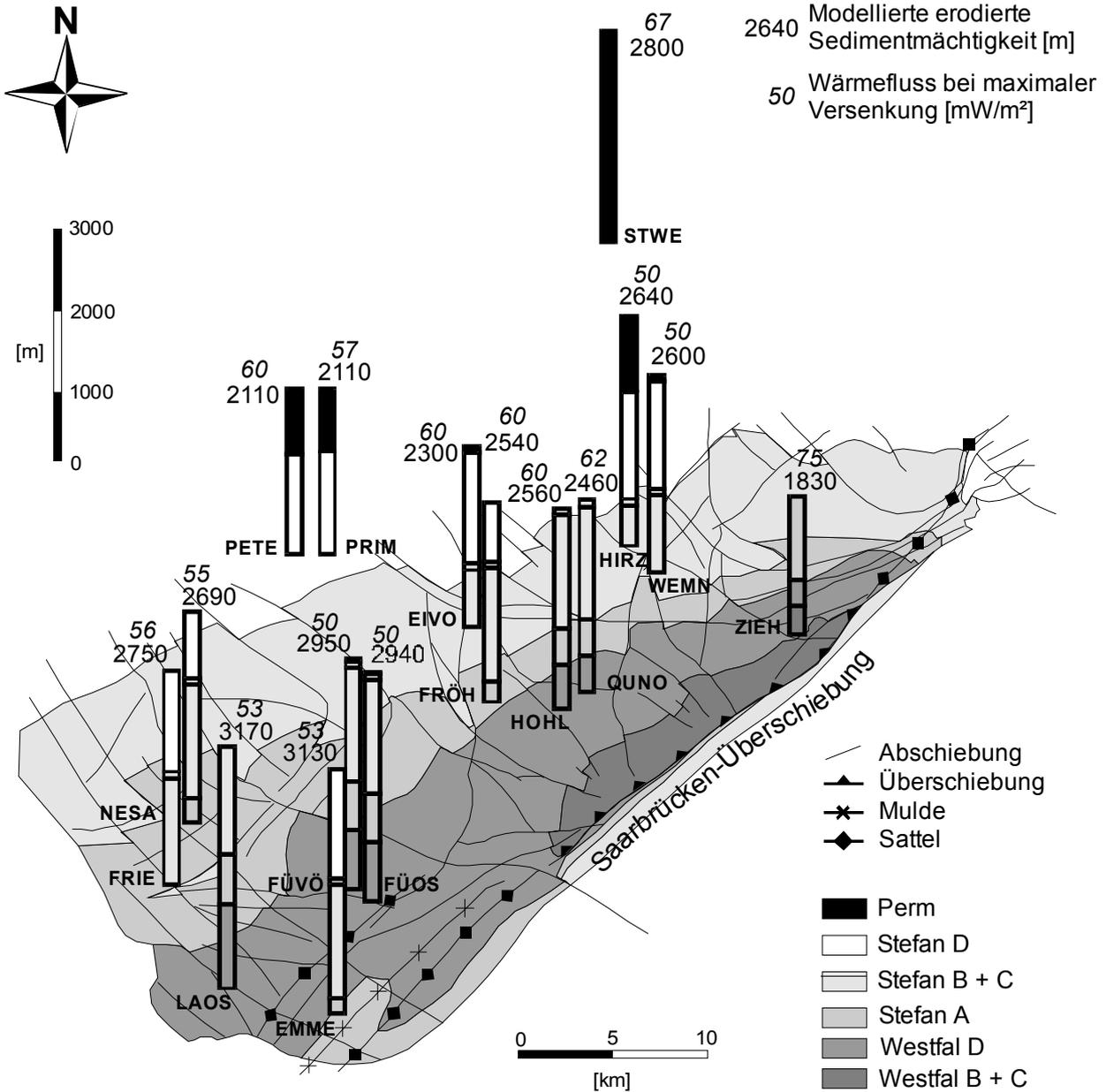


Abb. 57: Erosierte Sedimentmächtigkeiten und Wärme Flüsse zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung für Bohrungen im Saarbrücken Hauptsattel. Lauterbach-Ost (LAOS), Emmersweiler (EMME), Friedrichweiler 2 (FRIE), Neuforweiler-Sandhof (NESA), Fürstenhausen-Ost (FÜOS), Fürstenhausen-Völklingen (FÜVÖ), Quierschied-Nord (QUNO), Hohlenstein (HOHL), Fröhn (FRÖH), Eiweiler-Vogelsborn (EIVO), Primsweiler (PRIM), Peterswald (PETE), Ziehwald (ZIEH), Wemmetsweiler-Nord (WEMN), Hirzweiler (HIRZ), St. Wendel 1 (STWE).

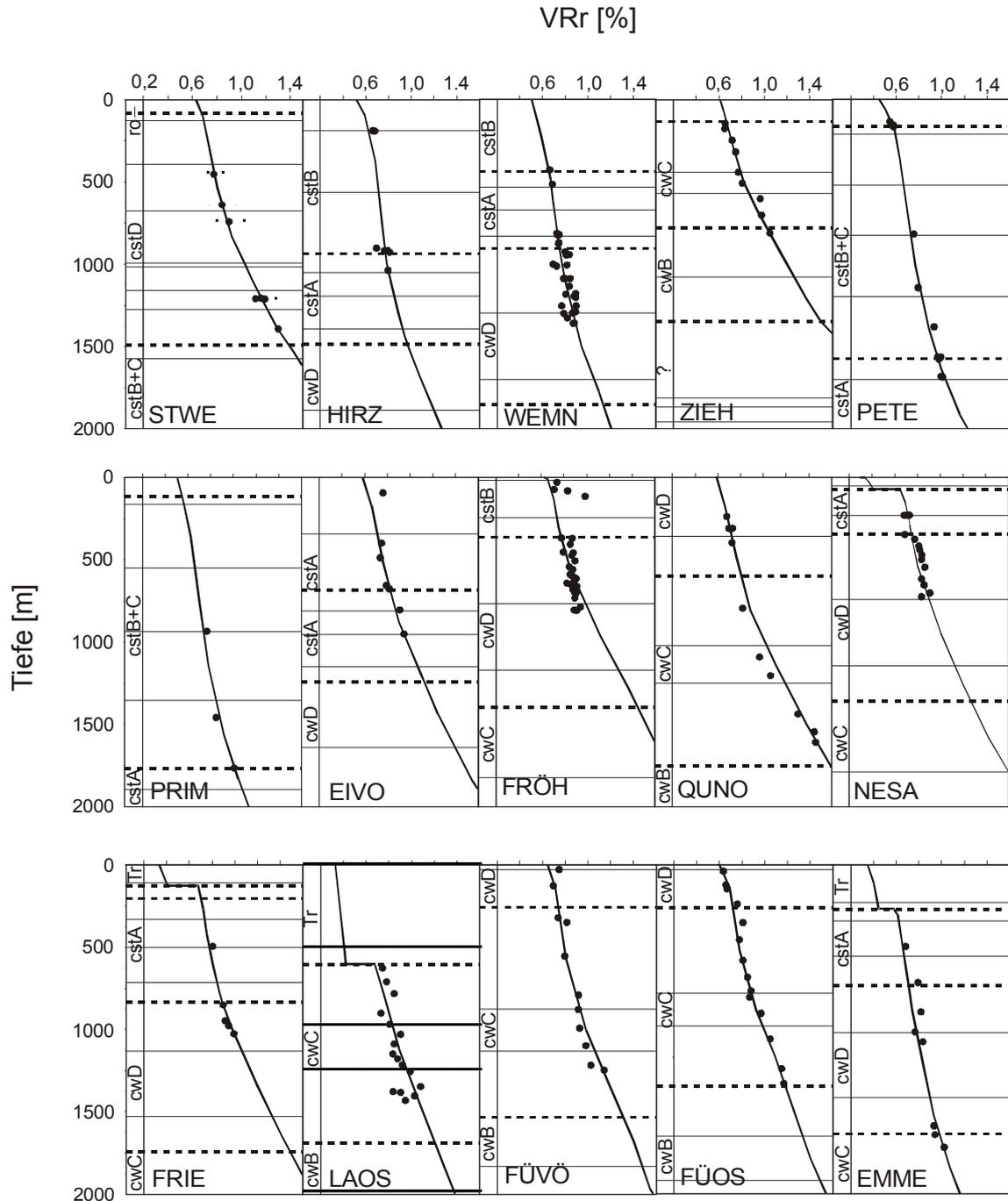


Abb. 58: Berechnete (Kurve) und gemessene (Punkte) Vitrinitreflexionswerte wichtiger Bohrungen im Saarbrücken-Hauptsattel und in der Prims-Mulde. Lauterbach-Ost (LAOS), Emmersweiler (EMME), Friedrichsweiler 2 (FRIE), Neuforweiler-Sandhof (NESA), Fürstenhausen-Ost (FÜOS), Fürstenhausen-Völklingen (FÜVÖ), Quierschied-Nord (QUNO), Hohlenstein (HOHL), Fröhn (FRÖH), Eiweiler-Vogelsborn (EIVO), Primsweiler (PRIM), Peterswald (PETE), Ziehwald (ZIEH), Wemmetsweiler-Nord (WEMN), Hirzweiler (HIRZ), St. Wendel 1 (STWE). cw = Westfal, cst = Stefan, ro = Rotliegend, Tr = Trias.

8.4.3 Prims-Mulde

Für den Bereich der Prims-Mulde konnte die Bohrung St. Wendel 1 simuliert werden. HENK (1992) beziffert mit der Tonsteinkompaktionsmethode den Erosionsbetrag für diese Bohrung mit 1500 m. Mit der 1D-Simulation wurde eine Überlagerung von 2400 m und ein Paläowärmefluss von 67 mW/m^2 bestimmt (Abb. 59). Das Rotliegend (erhalten + erodiert) hätte demnach eine Mächtigkeit von insgesamt 2500 m.

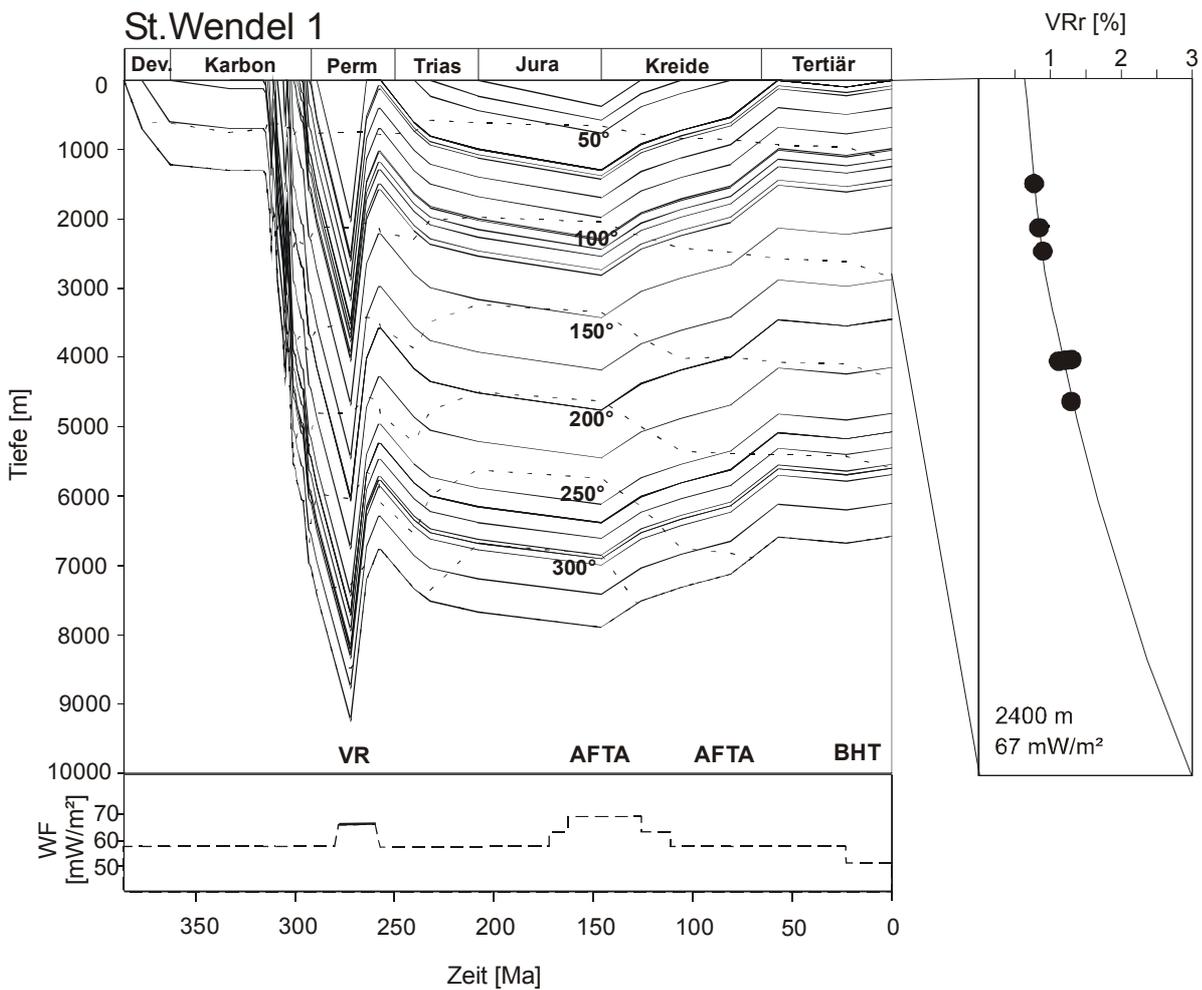


Abb. 59: Versenkungsgeschichte, Wärmeflussentwicklung, berechnete und gemessene Vitritinreflexion. Der Wärmefluss ist kalibriert durch Vitritinreflexion (VR), Apatitpaltspuren (AFTA) und Bohrlochtemperaturen (BHT).

8.4.4 Zweibrücken-Mulde

Die Bohrungen Saar 1 und Landstuhl 1 befinden sich in der Zweibrücken-Mulde. BUNTEBARTH (1983) gibt für die Saar 1 800 m erodierter Sediment an. Die erodierten Überlagerungsmächtigkeiten laut HENK (1992) betragen für Saar1 1630 m und Landstuhl 1 1620 m.

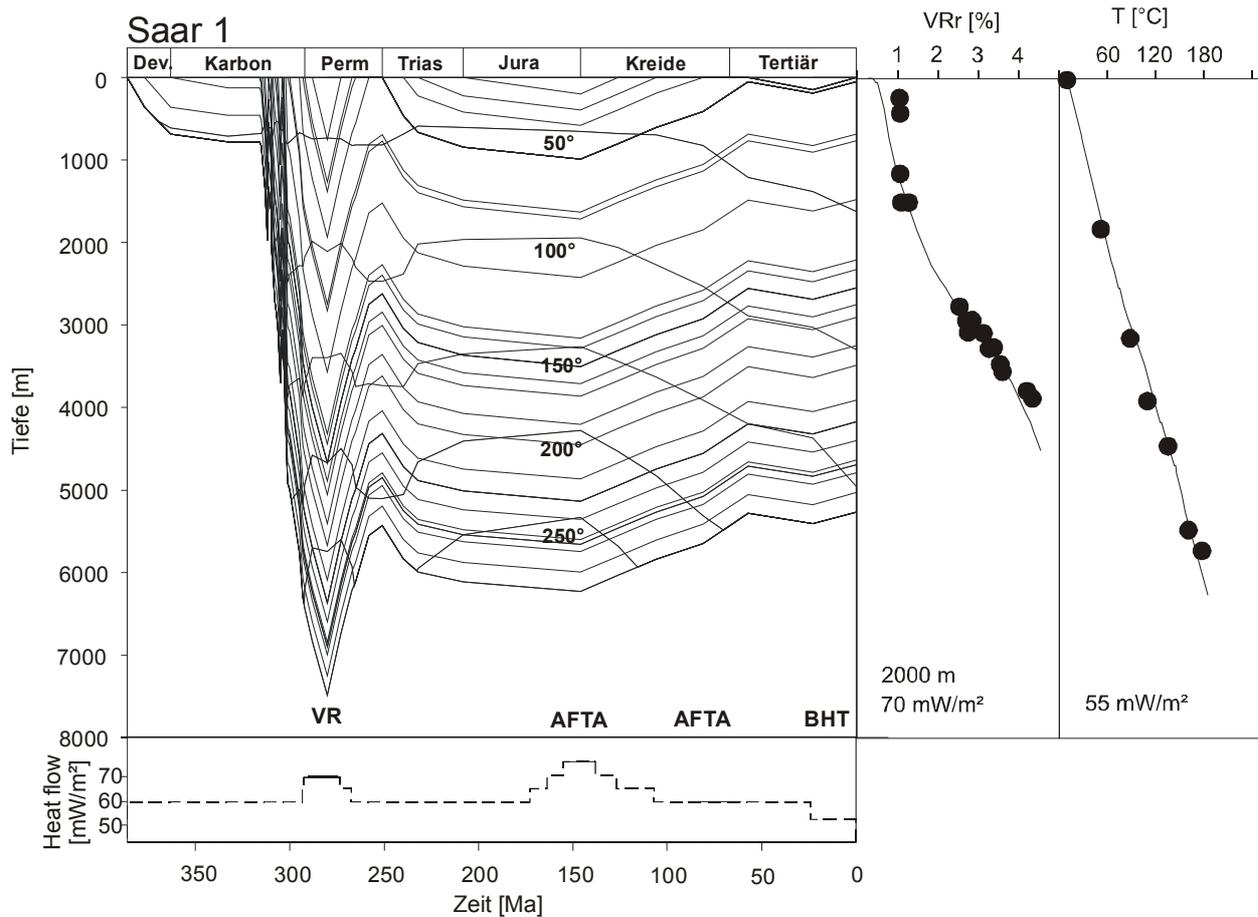


Abb. 60: Versenkungsgeschichte, Wärmeflussentwicklung, berechnete und gemessene Vitritinreflexion sowie die berechneten und gemessenen Formationstemperaturen. Der Wärmefluss ist kalibriert durch Vitritinreflexion (VR), Apatitspaltspuren (AFTA) und Bohrlochtemperaturen (BHT).

Aufgrund der großen Komplexität, wie der Zeitlichkeit der Bewegungen an der Störungsbahn, wurde der Einfluss der Saarbrücken-Hauptüberschiebung bei der Simulation der Saar 1 ausgeklammert. Die Schichtenfolge für die Simulation wurde aus den Bohrungen Saar 1 und Bexbach 2 kombiniert. Bexbach 2 liegt nur wenige Kilometer von Saar 1 entfernt und ist nicht von der Saarbrücken-Hauptüberschiebung beeinflusst. Die errechnete Überlagerungsmächtigkeit

für Saar 1 beträgt 2000 m, der Paläowärmefluss 70 mW/m^2 zum Zeitpunkt der Maximalversenkung im Perm (Abb. 60). Im Reifebereich 3,5 bis 4,5 %R_r konnte keine zufriedenstellende Kalibration erreicht werden aufgrund der Tatsache, dass die Berechnung der Vitrinitreflexion nach SWEENEY & BURNHAM (1990) in diesem Reifebereich nicht ausreichend geeicht ist.

Das Ergebnis für Landstuhl 1 beträgt 2200 m und 65 mW/m^2 (Abb. 61). Die Gesamtmächtigkeit (erhalten + erodiert) des Rotliegend beziffert sich demnach auf 3700 m. Allerdings sind die Inkohlungsdaten von Landstuhl 1 für eine ideale Kalibration nicht geeignet, da Vitrinitreflexionswerte nur aus den Tiefen von 2150, 2340 und 2430 m vorliegen.

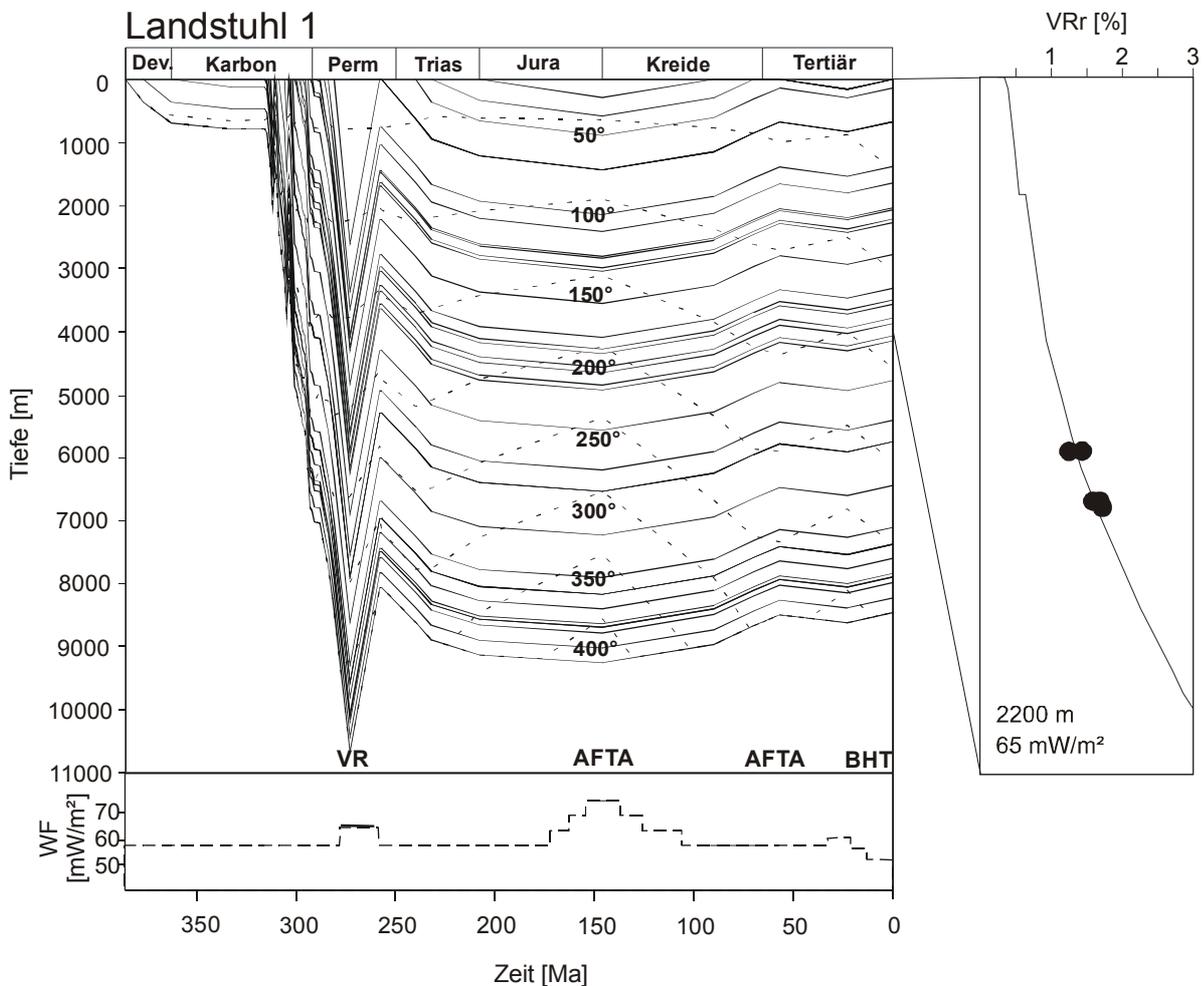


Abb. 61: Versenkungsgeschichte, Wärmeflussentwicklung, berechnete und gemessene Vitrinitreflexion. Der Wärmefluss ist kalibriert durch Vitrinitreflexion (VR), Apatitspaltspuren (AFTA) und Bohrlochtemperaturen (BHT).

8.4.5 Nahe-Mulde – Pfalz-Sattel

In nordöstlichen Teil des Saar-Nahe-Beckens, der Nahe-Mulde, wurden erodierte Überlagerungsmächtigkeiten von 3100 bis 3400 m und Paläowärmeflüsse zwischen 57 und 67 mW/m^2 festgestellt. Die Bohrung Monzingen 1, die der Hunsrück-Südrand-Störung am nächsten liegt, weist den höchsten Wert von 67 mW/m^2 auf. Die benachbarten Bohrungen Meisenheim 1 (Abb. 62) und Odernheim 1 zeigen Werte von 57 mW/m^2 . Durch die schematische stratigraphische Zuordnung der erodierten Schichten ergibt sich für die kumulative Rotliegendmächtigkeit (erhalten + erodiert) folgendes Bild: Während Monzingen 1 3700 m erreicht, liegt die kumulative Rotliegendmächtigkeit von Meisenheim 1 und Odernheim 1 bei 2900 m.

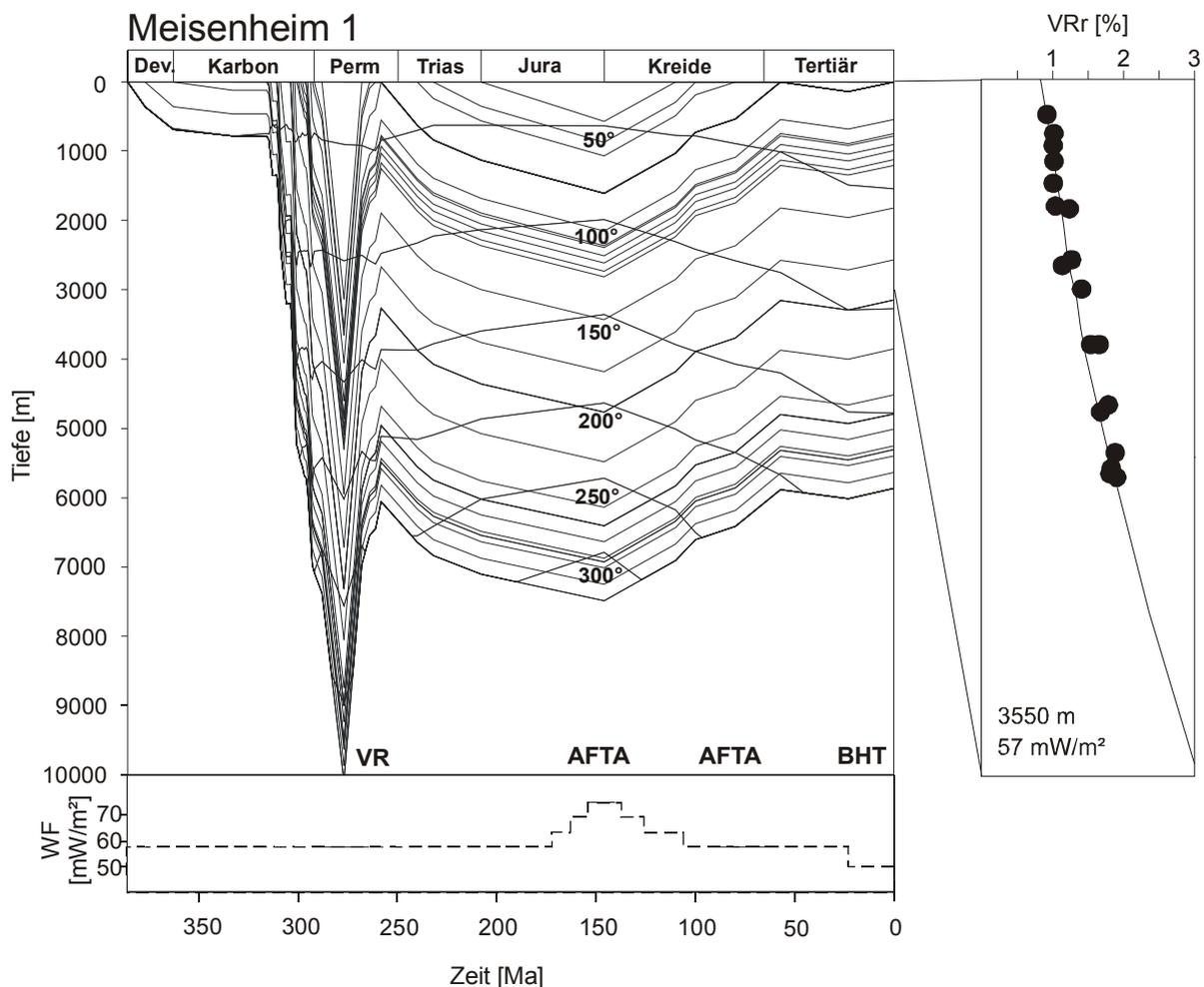


Abb. 62: Versenkungsgeschichte, Wärmeflussentwicklung, berechnete und gemessene Vitritinreflexion. Der Wärmefluss ist kalibriert durch Vitritinreflexion (VR), Apatitspaltspuren (AFTA) und Bohrlochtemperaturen (BHT).

BUNTEBARTH (1983) gibt für die Bohrungen Odernheim 1 und Meisenheim 1 Paläowärmeflüsse von 150 und 155 mW/m² an und schätzt die erodierte Überlagerungsmächtigkeit auf 1000 bis 1500 m. Es hat sich allerdings schon bei früheren Studien gezeigt (z.B. LITKE et al. 1994), dass bei diesem alten Ansatz die Paläowärmeflüsse viel zu hoch berechnet werden. Nach ALLEN & ALLEN (1990) treten solche hohen Wärmeflusswerte wie 150 mW/m² nur an aktiven Ozeanrücken und Vulkanen auf. HENK (1992) ermittelte über die Tonsteinkompaktion erodierte Mächtigkeiten von ± 2200 m für die Bohrungen Monzingen 1, Odernheim 1 und Meisenheim 1.

8.4.6 Alzey-Nierstein-Host

Die gemessenen Kalibrationsdaten der Bohrung Olm 1 lassen unterschiedliche Absenkungs- und Temperaturgeschichten zu. Eine zufriedenstellende Anpassung von errechneten an die gemessenen Vitritreflexionswerte kann für folgende Szenarien erreicht werden (Abb. 63).

- a) Maximale Versenkung im Perm mit einer erodierten Sedimentmächtigkeit von 3000 m und einem Wärmefluss von 53 mW/m². Die kumulative Rotliegendmächtigkeit beträgt 4800 m.
- b) Maximale Versenkung im Perm mit einer erodierten Sedimentmächtigkeit von 2000 m und einem Wärmefluss von 65 mW/m². Die kumulative Rotliegendmächtigkeit beträgt 3800 m.
- c) Maximale Versenkung im Perm mit einer erodierten Sedimentmächtigkeit von 1200 m und einem Wärmefluss von 74 mW/m². Die kumulative Rotliegendmächtigkeit beträgt 3000 m.
- d) Maximale Versenkung im oberen Jura mit einer erodierten Sedimentmächtigkeit von 1600 m und einem Wärmefluss von 70 mW/m².
- e) HENK 1992 postuliert für die Bohrung Olm 1 einen Betrag von 480 m an fehlenden Sedimenten, um die gemessenen Tonsteinkompaktionswerte zu erklären. Legt man für die Simulationen diesen Erosionsbetrag zugrunde, kann der Zeitpunkt der maximalen Versenkung in das Perm, das Mesozoikum sowie das Tertiär fallen. Allerdings müssen für das tertiäre Szenario extrem hohe tertiäre Wärmeflüsse von 95 mW/m² angenommen werden, um die errechneten und gemessenen Vitritreflexionswerte in Einklang zu bringen. Da sich aus den Apatitspaltspurendaten kein Hinweis auf solche Wärmeereignisse ergibt, sind diese Szenarien unwahrscheinlich.

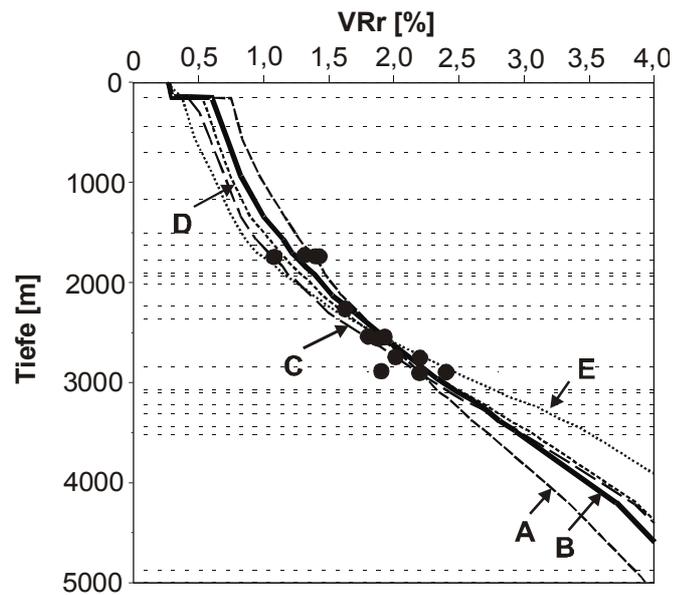


Abb. 63: Gemessene und errechnete Vitrinitreflexionswerte der Bohrung Olm 1. A: Maximalversenkung im Perm, 3000 m Erosion, Paläowärmefluss 53 mW/m². B: Maximalversenkung im Perm, 2000 m Erosion, Paläowärmefluss 65 mW/m². C: Maximalversenkung im Perm, 1200 m Erosion, Paläowärmefluss 74 mW/m². D: Maximalversenkung im Jura, 1600 m Erosion, Paläowärmefluss 70 mW/m². E: Maximalversenkung im Tertiär, 500 m Erosion, Paläowärmefluss 95 mW/m².

Durch den Vergleich der erodierten Mächtigkeiten und des Wärmefflusses zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung mit den Bohrungen Monzingen 1, Meisenheim 1 und Odernheim 1 erscheint das Szenario b) am plausibelsten. Eine maximale Temperaturbeanspruchung im Mesozoikum (Szenario d) kann allerdings nicht ausgeschlossen werden.

8.5 Der Permokarbone Vulkanismus

Die Donnersberg-Formation der Nahe-Gruppe ist durch intensiven Vulkanismus gekennzeichnet. Es bildeten sich sowohl effusive Deckenergüsse als auch ausgedehnte Lakkolithe bzw. Intrusiva. Diese magmatischen Prozesse haben durch die resultierende Erhöhung des Wärmeflusses das Temperaturfeld beeinflusst. Da zumindest der gesamte nordwestliche Beckenbereich seine maximale Versenkung in der oberen Nahe-Gruppe (ca. 270 Ma) erfuhr und die ermittelten Wärmeflüsse um $\pm 60 \text{ mW/m}^2$ (siehe Kap. 8.4) dem kontinentalen Mittelwert (ALLEN & ALLEN 1990) entsprechen und somit nicht auf ein vulkanisches Ereignis hindeuten, stellte sich die Frage, ob trotzdem die Höhe des Wärmeflusses zur Zeit des Vulkanismus mit Hilfe der numerischen Simulation abgeschätzt werden kann. Aus diesem Grund wurde für einige Bohrungen der Wärmefluss zur Zeit des Donnersberg-Vulkanismus so weit erhöht, bis sich gemessene und errechnete Vitrinitreflexionswerte signifikant unterschieden. In Abb. 64 ist dies für die Bohrung Meisenheim 1 dargestellt. Ab einem Wärmefluss von 100 mW/m^2 weichen gemessene und so berechnete Vitrinitreflexion im unteren Teil der Bohrung signifikant voneinander ab.

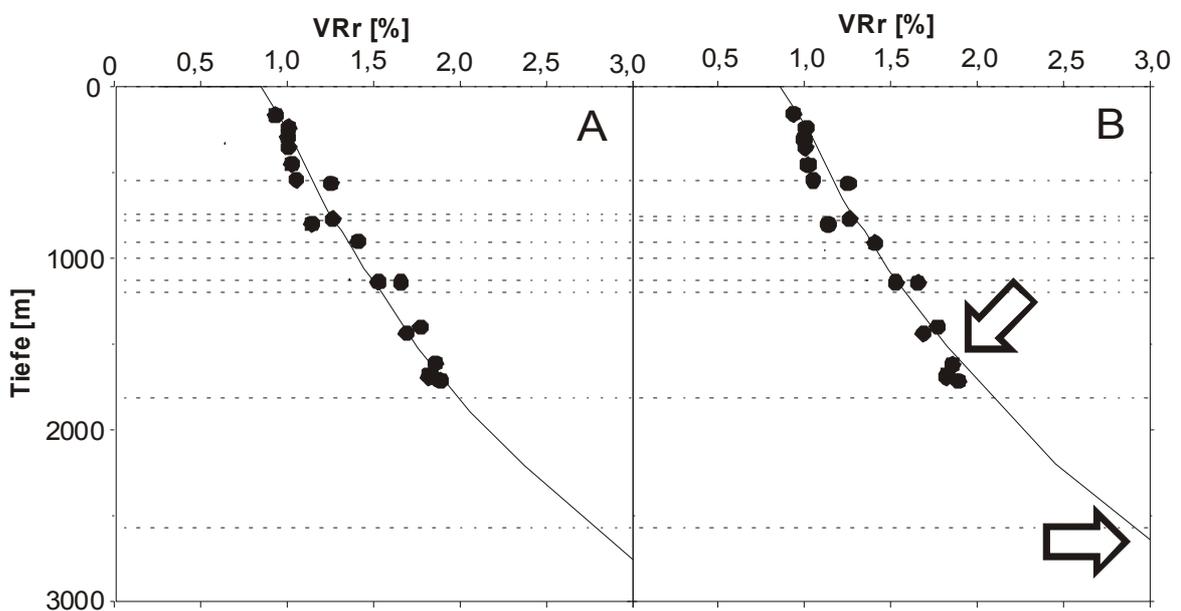


Abb. 64: Auswirkung der Erhöhung des Wärmeflusses während des permokarbonen Vulkanismus auf das Inkohlungsprofil der Bohrung Meisenheim 1. A: Wärmefluss von 60 mW/m^2 . B: Wärmefluss von 100 mW/m^2 . Der berechnete Inkohlungsverlauf beginnt sich zu ändern. Erhöhung des Inkohlungsgradienten im unteren Bereich der Bohrung (Pfeile).

Somit handelt es sich bei dem auf diese Weise ermittelten Wärmefluss um den maximal möglichen. Im gesamten Arbeitsgebiet liegen die Werte zwischen 65 und >200 mW/m² (Tab. 13, Abb. 65).

Tab. 13: Maximal möglicher Wärmefluss zur Zeit des Donnersberg-Vulkanismus für verschiedene Bohrungen im Saar-Nahe-Becken.

	Wärmefluss [mW/m ²]
Saar 1	90
St. Wendel 1	90
Monzingen 1	180
Meisenheim 1	100
Landstuhl 1	>200
Ziehwald	120
Fürstenhausen-V.	70
Peterswald	65

Die Bohrungen Saar 1, St. Wendel 1, Monzingen 1, Meisenheim 1 und Landstuhl 1 erreichten die maximale Versenkung nach der Zeit des Donnersberg-Vulkanismus. Mögliche thermische Auswirkungen konnten durch die spätere tiefe Versenkung überprägt werden. Daher ergeben sich für diese Bohrungen maximal mögliche Wärmeflüsse zur Zeit des Vulkanismus. Ein ganz anderes Bild ergibt sich bei der Bohrung Ziehwald. Hier wurde zum entsprechenden Zeitpunkt schon wieder Sediment abgetragen. Dies erklärt die 120 mW/m², die benötigt werden, um das Inkohlungsbild zu verändern. Peterswald und Fürstenhausen-Völklingen befanden sich kurz vor bzw. kurz nach der Maximalversenkung. Hier konnten die Wärmeflüsse nur auf 65 bis 70 mW/m² erhöht werden. Es kann also eine signifikante Erhöhung in diesem Bereich des Beckens, im Saarbrücken-Hauptsattel, ausgeschlossen werden, zumal sich die vulkanische Aktivität vor allem auf den Nordwesten des Beckens beschränkt. Im Saarbrücken-Hauptsattel ist nur ein Lagergang bekannt, der lokal zur Bildung von Graphit im Flöz 7 Süd der Rothell-Schichten führte (MÜLLER et al. 1989). Für die anderen Beckenbereiche ist ein erhöhter Wärmefluss denkbar. Allerdings dürften die Auswirkungen auf das Temperaturfeld nur auf die unmittelbare Umgebung der Magmenkörper beschränkt gewesen sein. Dies zeigte sich auch in der Simulation des Donnersberg-Intrusivkörpers in der Profillinie 1 Nahe-Senke (Kap. 9.2).

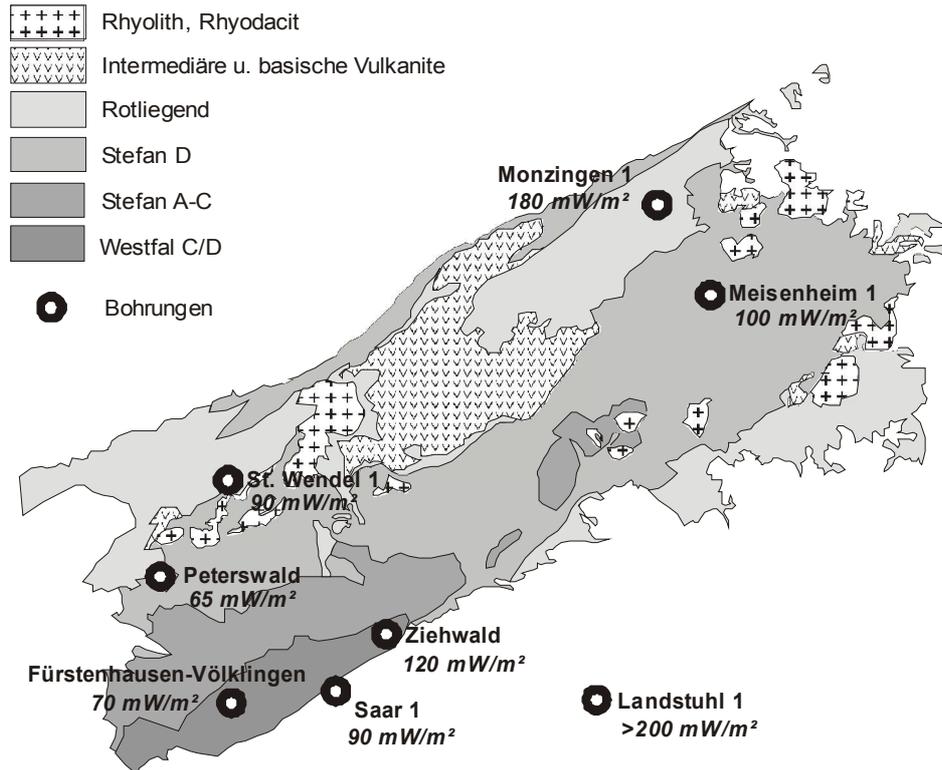


Abb. 65: Maximal möglicher Wärmefluss zur Zeit des Donnersberg-Vulkanismus für verschiedene Bohrungen im Saar-Nahe-Becken.

8.6 Kurzsüme

Der heutige Wärmefluss an der Beckenbasis - kalibriert mit Formationstemperaturen - ist mit 50 bis 55 mW/m^2 im gesamten Becken sehr einheitlich. Allerdings lagen nur für vier Bohrungen Temperaturdaten vor.

Die Apatitspaltspurendaten deuten zumindest im östlichen Beckenbereich auf eine Temperaturerhöhung von 10 °C im Tertiär hin. Dies kann einerseits durch eine Erhöhung des Wärmeflusses um 10 mW/m^2 (von 55–60 auf 65–70 mW/m^2) oder durch 300 m mächtige eozän/oligozäne Sedimente erklärt werden. Beide Szenarien sind denkbar und stehen nicht im Widerspruch zur regionalen Geologie.

Aufgrund der durchgeführten Simulationsrechnung, die mit Hilfe der Apatitspaltspurendaten kalibriert wurden, ergibt sich für die mesozisch-känozoische Beckenentwicklung folgendes Bild: Um die Daten widerspruchsfrei zu erklären, muss mit einer mesozischen (Prä-Tertiär) wieder erodierten Überlagerungsmächtigkeit von 1600 m gerechnet werden. Weiterhin deuten die Daten

auf eine Zunahme des oberjurassischen Wärmefflusses von SW nach NO mit 60 auf 75 mW/m² hin. Der kretazische Wärmeffluss im östlichen Beckenbereich muss mit 60 mW/m² angenommen werden.

Die maximal möglichen Wärmefflüsse zur Zeit des Donnersberg-Vulkanismus für wichtige Bohrungen im Saar-Nahe-Becken liegen zwischen 65 und >200 mW/m². Die 2D-Simulationen lieferten allerdings wesentlich präzisere Ergebnisse, da dort mit Intrusionsmodellen gerechnet werden konnte.

Die Ergebnisse der 1D-Simulationen für die Zeit der Maximalversenkung im Peromokarbon lassen sich wie folgt zusammenfassen: Im Gegensatz zu früheren Arbeiten (BUNTEBARTH 1983, HENK 1992, TEICHMÜLLER et al. 1983) wurden wesentlich höhere Überlagerungsmächtigkeiten mit 1700 bis 3200 m ermittelt. Die maximalen Rotliegend-Mächtigkeiten (erhalten + erodiert) in der Prims-Mulde erreichen 2500 m (St. Wendel 1), in der Zweibrücken-Mulde 3700 m (Landstuhl 1), in der Nahe-Mulde 3700 m (Monzingen 1) und im Pfalz-Sattel 2900 m (Meisenheim 1). Die Bohrung Olm 1 im Alzey-Nierstein-Host erreicht mit 3800 m den höchsten Wert. Die u.a. von SCHÄFER 1986 postulierte Wanderung des Trogtiefsten von SW nach NE spiegelt sich in den Überlagerungsmächtigkeiten wider (vergleiche Gironville 101, St. Wendel 1, Monzingen 1 und Olm 1). Desweiteren wird die unterschiedliche Absenkungs- und Erosionsgeschichte der Sattel- und Muldenbereiche deutlich. Die Paläowärmefflüsse sind mit 50 bis 75 mW/m² sehr variabel. Dabei ist noch nicht geklärt, ob es sich um ein zeitliches Phänomen handelt, oder ob konvektiver Wärmetransport das Inkohlungsbild und damit die errechneten Wärmefflüsse beeinflusst hat. Weiteres Problem, vor allem im Saarbrücken-Hauptsattel, sind die stratigraphische Einstufung der erodierten Schichten und die damit verbundenen Unsicherheiten der Simulationsergebnisse. In Abbildung 66 ist die gesamte Wärmefflussgeschichte für das Saar-Nahe-Becken schematisch dargestellt.

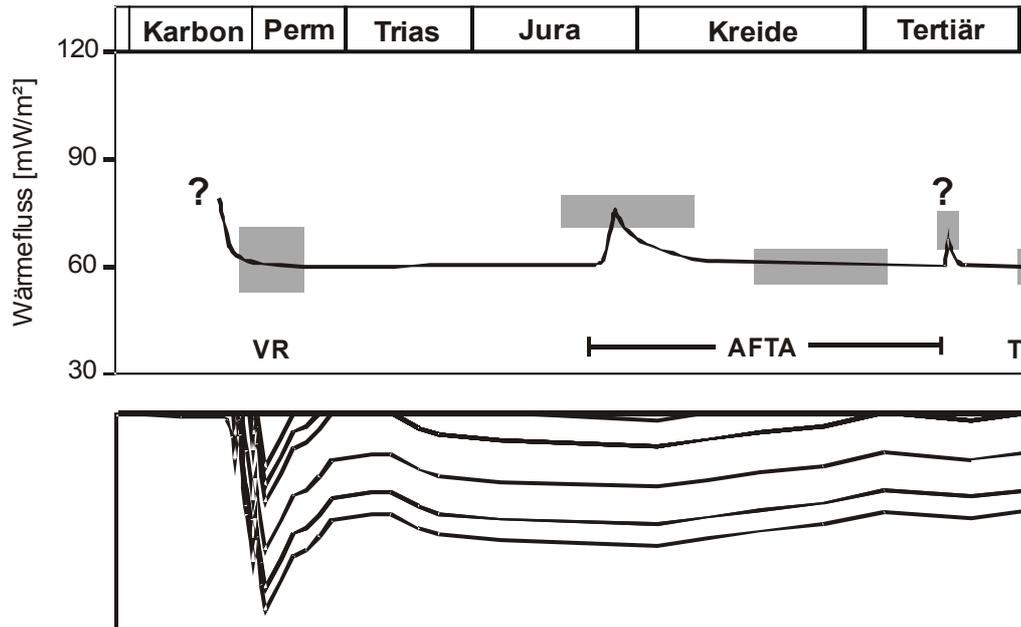


Abb. 66: Zusammenfassung der Wärmeflussgeschichte, die durch die verwendeten Parameter quantifiziert werden konnte. VR = Vitrinitreflexion, AFTA = Apatitspaltspuren, T = heutige Formationstemperaturen. Graue Bereiche = Variation der ermittelten Daten. Unterer Bereich: schematische Versenkungsgeschichte. Erläuterungen im Text.

9 Ergebnisse der 2D-Simulationsrechnungen

9.1 Profil 1 – Nahe-Mulde/Pfalz-Sattel

Die bearbeitete Profillinie verläuft mit einer Länge von 39 km in nordwest-südöstlicher Richtung senkrecht zur Beckenachse und liegt parallel der DEKORP 1C tiefenseismischen Linie (Abb. 39). Basis dieses Profils ist Industrieseismik der Firmen Wintershall und BEB (Abb. 67). Wichtige Strukturelemente (von NW nach SE) sind die listrisch gekrümmte Hunsrück-Südrand-Störung, die Nahe-Mulde, der Pfalz-Sattel und die Pfalz-Mulde (Abb. 68). Die Bohrungen Monzingen 1, Odernheim 1 und Meisenheim 1 liegen im Profil und dienen als Kalibrationsbohrungen. Außerdem konnten Oberflächenproben im Pfalz-Sattel zur Kalibration verwendet werden.

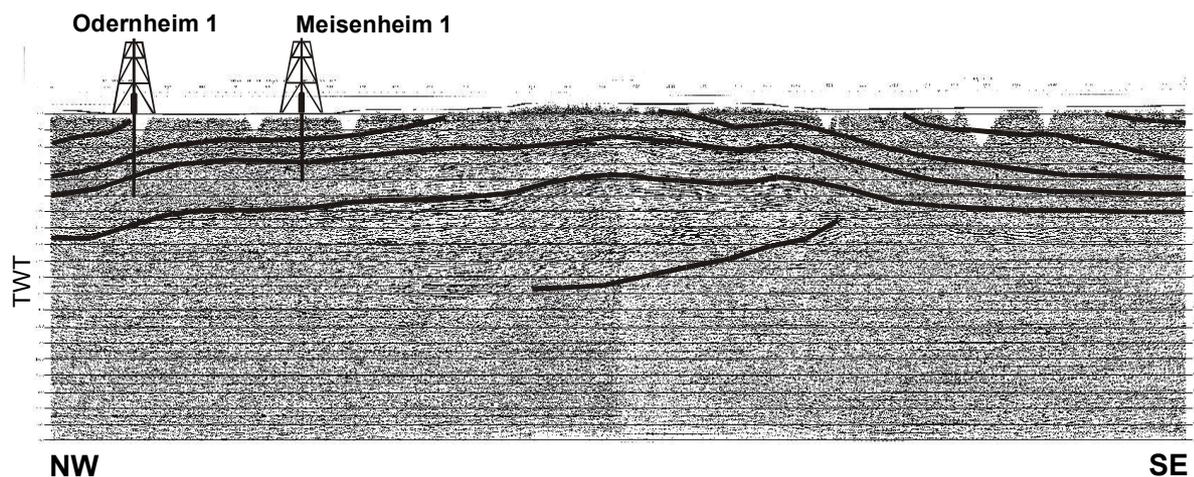


Abb. 67: Teil des seismischen Profils, das Grundlage für die 2D-Simulation war. Dargestellt sind wichtige Horizonte, die sich beckenweit verfolgen lassen. Die Interpretation wurde von Robert Müller, Univ. Bonn, durchgeführt.

Das digitalisierte seismische Profil wurde mit dem SeisStratTM-Modul von PetroModTM bearbeitet und vereinfacht. Das anschließend generierte Finite-Elemente-Netz wurde aus 88 Gridlinien und 36 Events aufgespannt und umfasst 5500 Einzelzellen.

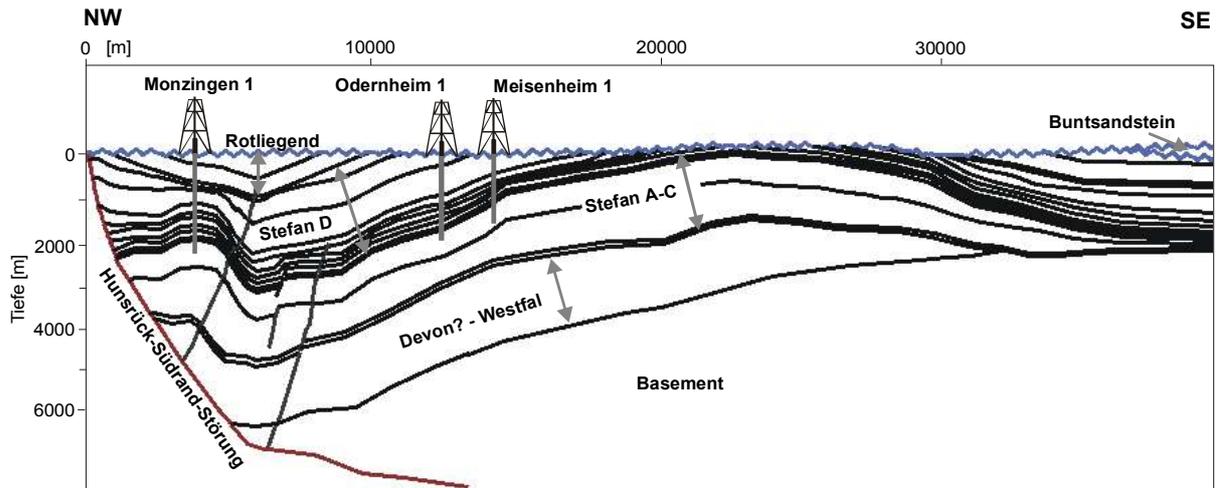


Abb. 68: Geologisches Modell der simulierten Profilline über Nahe-Mulde, Pfalz-Sattel und Pfalz-Mulde mit den Kalibrationsbohrungen Monzingen 1, Odernheim 1 und Meisenheim 1, erstellt mit dem SeisStrat™-Modul von PetroMod™.

Da keine veröffentlichten Bohrlochtemperaturen von Monzingen 1, Odernheim 1 und Meisenheim 1 vorlagen, konnte das heutige Temperaturfeld und der heutige Wärmefluss nicht kalibriert werden. Aus diesem Grund wurden die Werte der Bohrung Saar 1 verwendet: Oberflächentemperatur von 10 °C und ein Wärmefluss an der Beckenbasis von 53 mW/m² (Abb.69).

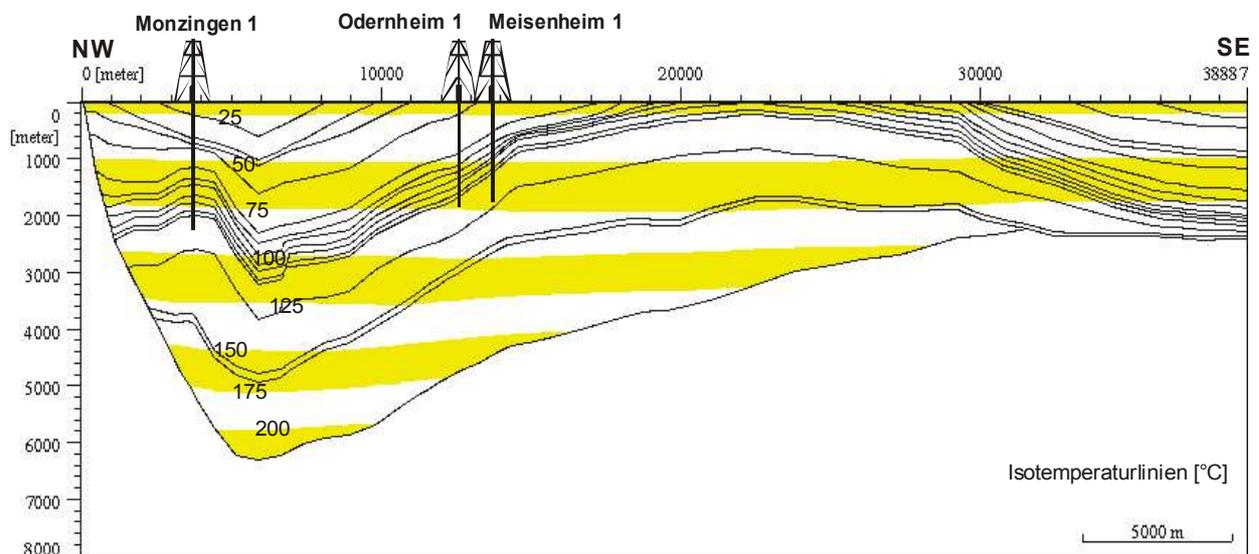


Abb. 69: Heutiges Temperaturfeld. Oberflächentemperatur 10 °C und Wärmefluss an der Beckenbasis von 53 mW/m².

Für die Wärmeflussgeschichte wurden die Ergebnisse der 1D-Simulationen verwendet. Abbildung 70 zeigt das Temperaturfeld im oberen Jura. Es wurde mit 1600 m an mesozoischer Sedimentüberdeckung und mit einem Wärmefluss von 75 mW/m^2 gerechnet.

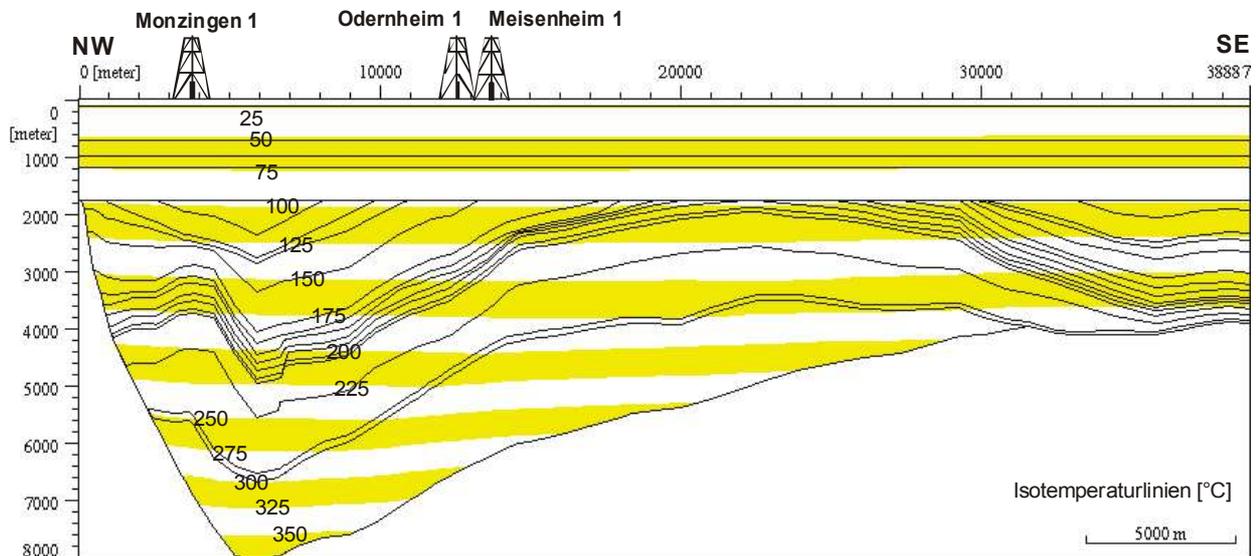


Abb. 70: Temperaturfeld im oberen Jura. 1600 m mesozoische Überdeckung und mit einem Wärmefluss von 75 mW/m^2 .

Die 2D-Simulation bestätigt die 1D-Ergebnisse der Bohrungen Monzingen 1, Odernheim 1 und Meisenheim 1. Das heutige Inkohlungsgrad kann nur durch eine tiefe Versenkung und moderate Wärmeflüsse im Permokarbon erklärt werden. Die Isothermreflexionslinien schneiden die Schichtflächen, zeichnen aber die Struktur nach (Abb. 71). Dies zeigt an, dass der Reifeprozess synkinematisch abgelaufen ist.

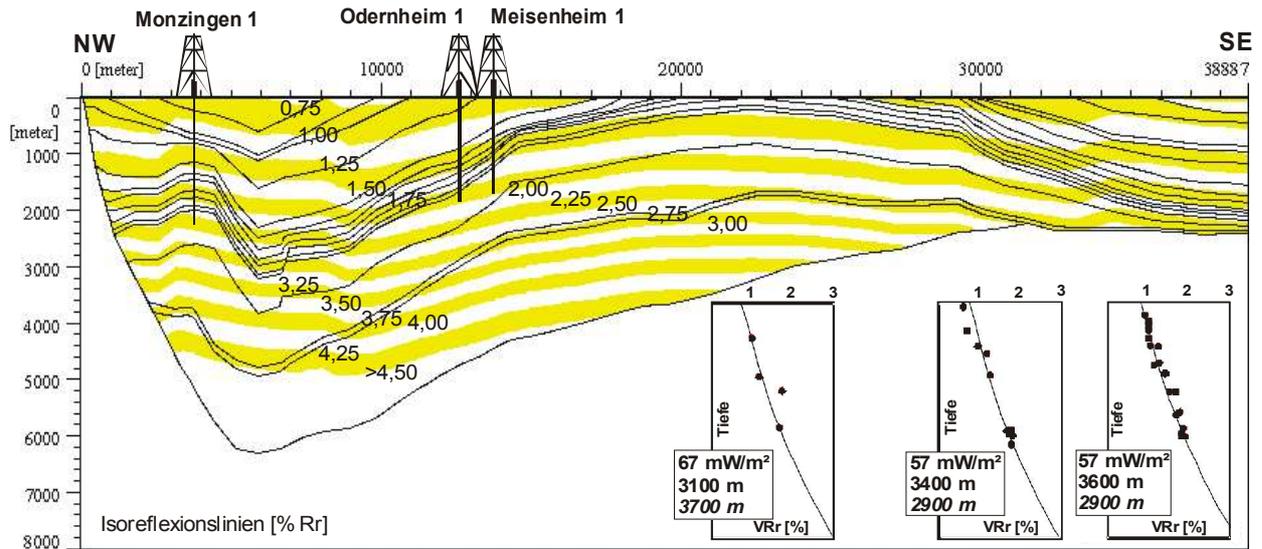


Abb. 71: Heutiges kalibriertes Inkohlungsprofil mit den berechneten und gemessenen Vitritreflexionswerten der Bohrungen Monzingen 1, Odernheim 1 und Meisenheim 1. Es sind der Wärmefluss zum Zeitpunkt der maximalen Temperaturbeanspruchung, der Betrag der erodierten Mächtigkeiten und die vorhandenen + erodierten Rotliegendmächtigkeiten (kursiv) angegeben.

Das verwendete Modell geht von \pm lateral gleichen Sedimentmächtigkeiten der Stefan-Formationen aus. Erst für das Rotliegend müssen aufgrund der Simulationsergebnisse große Mächtigkeitsunterschiede angenommen werden. So erreichte in der Nahe-Mulde das Rotliegend (erhalten + erodiert) eine Mächtigkeit von 3700 - 3800 m. An der Flanke des Pfalz-Sattels (Meisenheim 1, Odernheim 1) müssen hingegen nur 2900 m an erodierten Sedimentmächtigkeiten angenommen werden. Zum Sattel-Zentrum dürfte sich dieser Wert noch verringern. Anhaltspunkte geben hier die Oberflächenwerte von 0,8 – 0,9 % VR_r. Setzt man den Wärmefluss gleich dem der simulierten Bohrungen Meisenheim 1 und Odernheim 1 (57 mW/m²), so muss eine Überlagerungsmächtigkeit von 2000 - 2300 m angenommen werden. Dies bleibt allerdings spekulativ, da der Wärmefluss zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung nicht bestimmt werden kann aufgrund fehlender Daten zur Inkohlungs- bzw. Vitritreflexionszunahme mit der Tiefe. Die laterale Entwicklung der Rotliegend-Mächtigkeiten zeigt an, dass vor allem im Rotliegend die Sattel- und Muldenstrukturen synsedimentär aktiv waren (Abb.72).

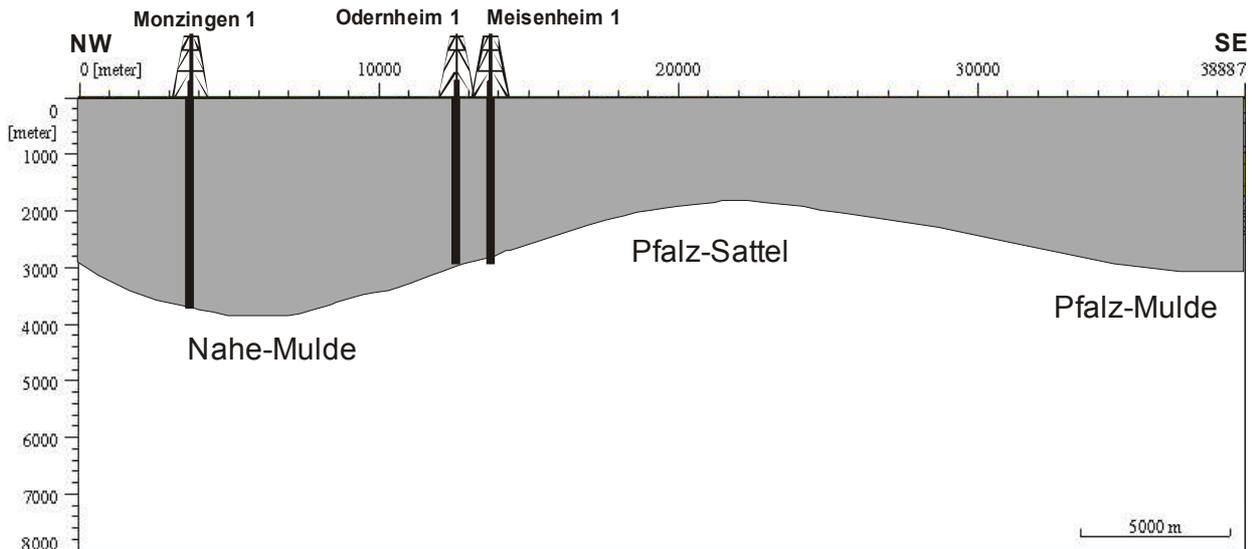


Abb. 72: Rekonstruierte Rotliegendemächtigkeit als Ergebnis der Simulation (grauer Bereich). Im Bereich der Pfalz-Sattels und der Pfalz-Mulde stützt sich das Modell nur auf Oberflächenwerte.

Zum Zeitpunkt der maximalen Temperaturbeanspruchung scheint der Wärmefluss in Richtung Hunsrück-Südrand-Störung zuzunehmen. Jedenfalls deuten dies die Ergebnisse von Monzingen 1 mit 67 mW/m^2 und Meisenheim 1/Odernheim 1 mit 57 mW/m^2 an.

9.2 Der permokarbone Vulkanismus – Die Donnersberg-Intrusion

Da mit den 1D-Simulationen nur unzureichende Aussagen über den permokarbonen Vulkanismus und seine Auswirkungen auf das Temperaturfeld gemacht werden können, wurde in die Profillinie 1 der Donnersberg-Intrusivkörper mit berücksichtigt. Parameter, die für das Intrusionsmodell verwendet wurden, sind:

- Intrusionsalter: 288 Ma
- Typ: Rhyolith
- Intrusionstemperatur: $1000 \text{ }^\circ\text{C}$
- Solidustemperatur: $950 \text{ }^\circ\text{C}$
- Thermische Leitfähigkeit des Magmas: $2,00 \text{ W/(m K)}$
- Wärmekapazität des Magmas: $0,70 \text{ kcal/kg/K}$
- Kristallisationswärme: 700 MJ/m

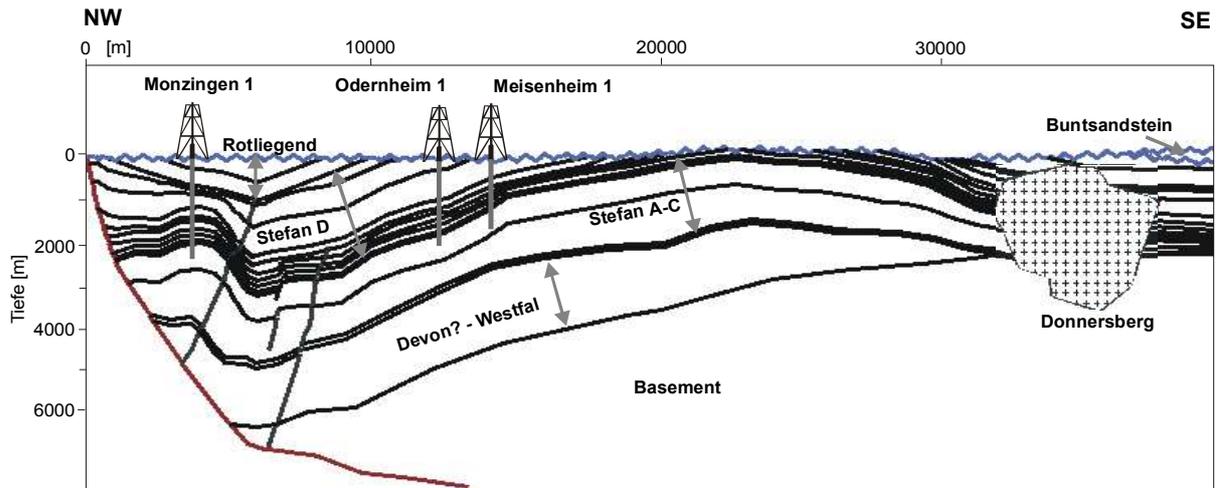


Abb. 73: Geologisches Modell der simulierten Profilline mit dem Donnersberg-Rhyolith (nach HENK 1991, HENK 1993), erstellt mit dem SeisStratTM-Modul von PetroModTM.

Die vier Abbildungen 74 bis 77 zeigen die Temperaturverteilung vor 288 Ma, 287,96 Ma, 287,95 Ma und 287,85 Ma. Es ist deutlich zu sehen, dass vor 287,85 Ma der Intrusionskörper nahezu abgekühlt und das Temperaturfeld kaum mehr gestört ist. Da außerdem nach diesem Zeitpunkt noch 2600 – 3600 m Sedimente abgelagert wurden, die vor dem Zechstein wieder erodiert wurden, sind die Vitritreflexionswerte nur unmittelbar um den Intrusionskörper erhöht (Abb. 78). Dies deckt sich auch mit den Vitritreflexionsdaten, die aus dem Saar-Nahe-Becken bekannt sind (JOSTEN 1956, TEICHMÜLLER et al. 1983).

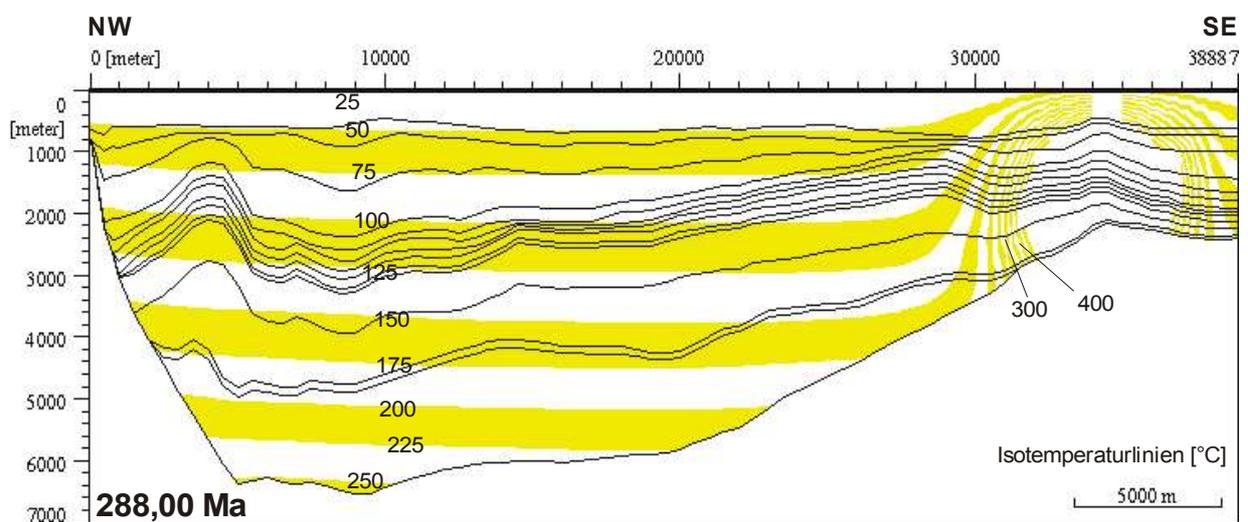


Abb. 74: Donnersberg-Intrusion. Temperaturfeld vor 288 Ma.

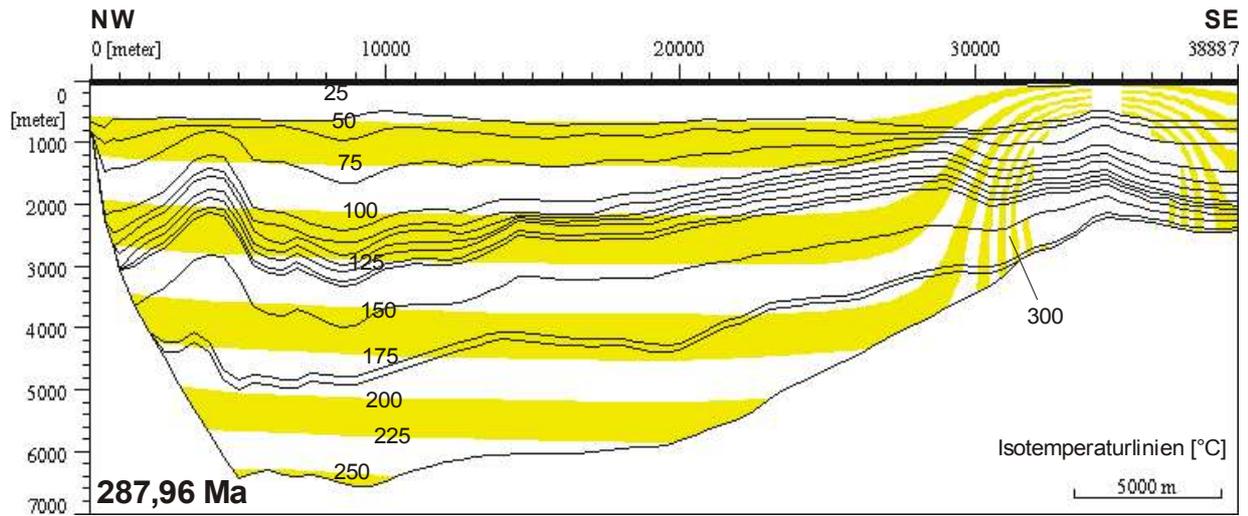


Abb. 75: Donnersberg-Intrusion. Temperaturfeld vor 287,96 Ma.

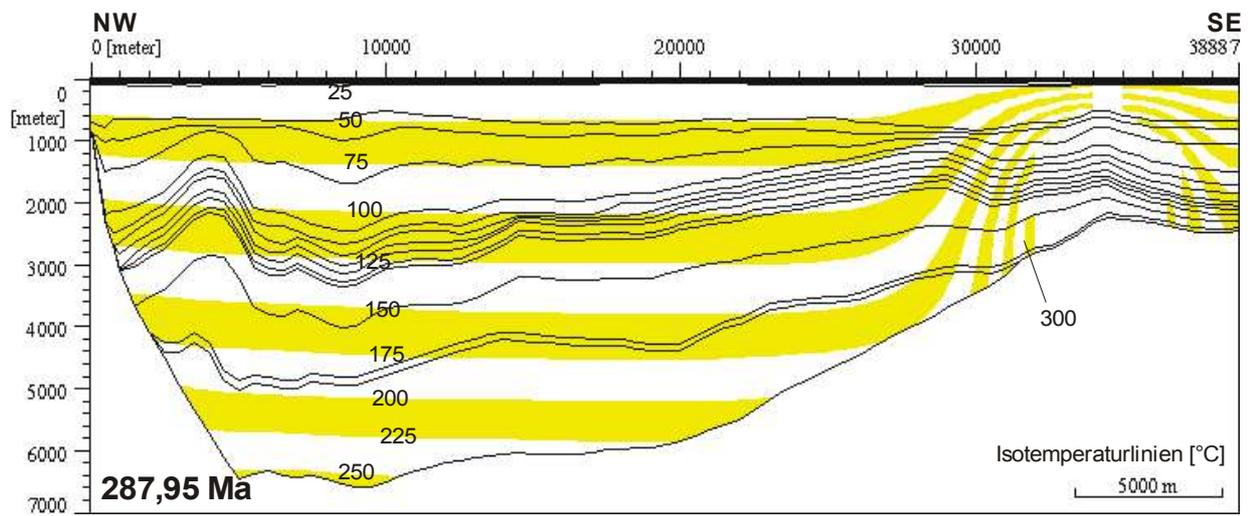


Abb. 76: Donnersberg-Intrusion. Temperaturfeld vor 287,95 Ma.

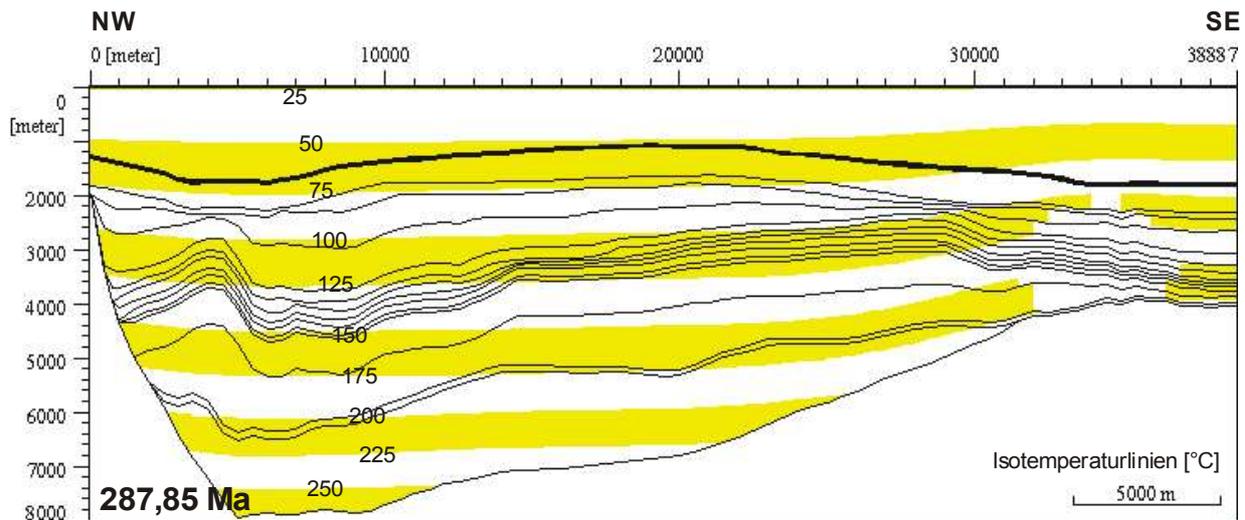


Abb. 77: Donnersberg-Intrusion. Temperaturfeld vor 287,85 Ma.

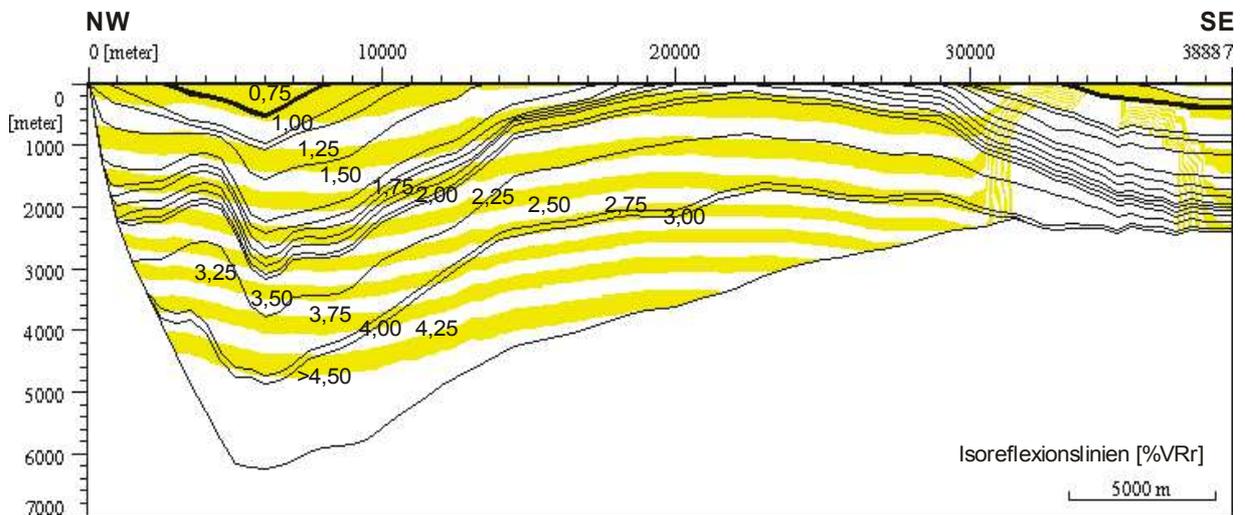


Abb. 78: Heutiges Reifebild. Die Vitrinitreflexion ist nur unmittelbar um den Intrusivkörper erhöht.

9.3 Profil 2 - Saarbrücken-Hauptsattel

Die bearbeitete Profillinie verläuft mit einer Länge von 3,5 km in nordnordwest-südsüdöstlicher Richtung. Basis dieses Profils ist Seismik der Deutschen Steinkohle AG (Abb. 79). Die Bohrung Hüttigweiler liegt direkt auf der Linie. Wemmetsweiler-Nord, Uchtelfangen und Hirzweiler wurden in die Sektion projiziert.

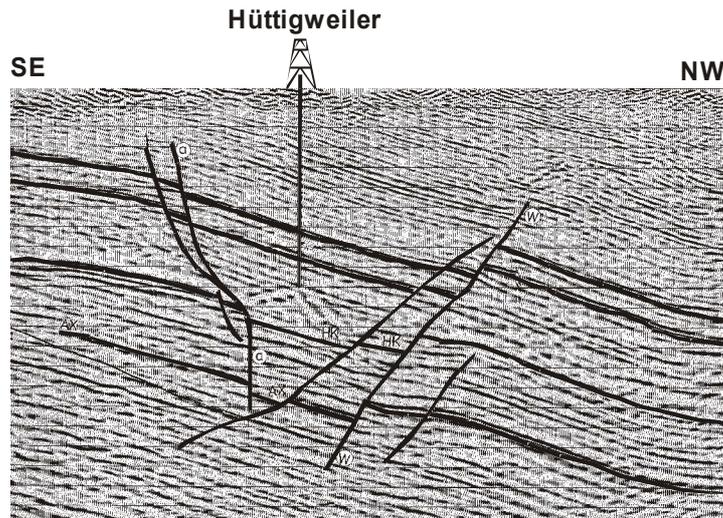


Abb. 79: Seismisches Profil. Grundlage für die 2D-Simulation.

Das digitalisierte seismische Profil wurde bearbeitet und vereinfacht (Abb. 80). Das anschließend generierte Finite Elemente Netz wurde aus 50 Gridlinien und 36 Events aufgespannt und umfasst 2200 Einzelzellen.

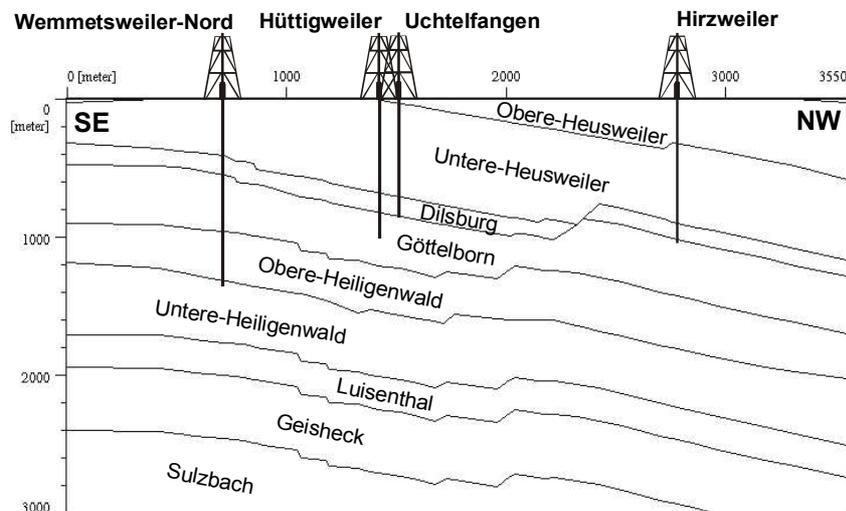


Abb. 80: Geologisches Modell der simulierten Profillinie im Saarbrücken-Hauptsattel mit den Kalibrationsbohrungen Wemmetsweiler-Nord, Hüttigweiler, Uchtelfangen und Hirzweiler.

Die 2D-Simulation bestätigt die 1D-Ergebnisse der Bohrungen Wemmetsweiler-Nord, Hüttigweiler, Uchtelfangen und Hirzweiler. Das heutige Inkohlungs bild kann nur durch eine tiefe Versenkung und moderate Wärme flüsse im Permokarbon erklärt werden (Abb. 81, 82). Die Isoreflexionslinien schneiden die Schicht flächen, zeichnen aber die Struktur nach. Dies zeigt an, dass der Reifeprozess synkinematisch abgelaufen ist. Die errechnete Wärme fluss zum Zeitpunkt

der maximalen Temperaturbeanspruchung beläuft sich auf 50 mW/m^2 . Die erodierten Mächtigkeiten betragen 2600 m.

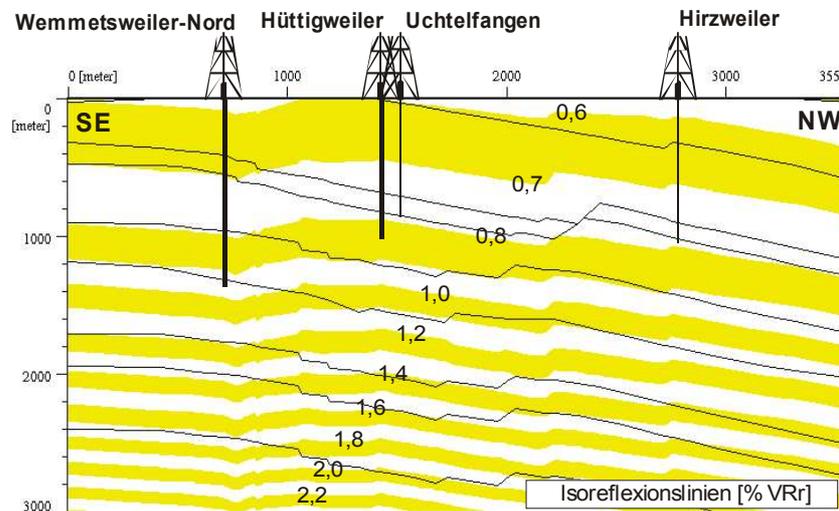


Abb. 81: Heutiges kalibriertes Inkohlungsprofil.

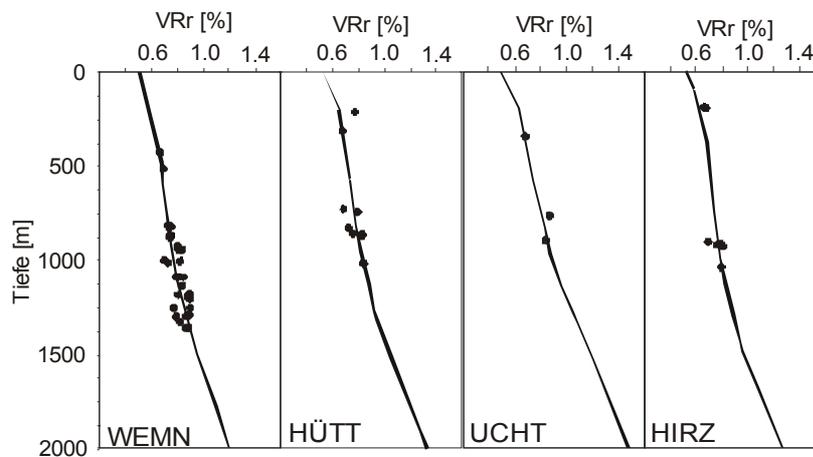


Abb. 82: Gemessene und errechnete Vitrinitreflexionswerte der Kalibrationsbohrungen Wemmetsweiler-Nord (WEMN), Hüttigweiler (HÜTT), Uchtelfangen (UCHT), Hirzweiler (HIRZ).

Geht man von gleichmäßiger Sedimentation im Stefan D aus, d.h. keine Variation der Sedimentmächtigkeiten im Bereich der 2D-Linie, dann ist keine Rotliegend-Sedimentation notwendig (Abb. 83), um das heutige Inkohlungsprofil zu erklären. Demnach hat spätestens im Rotliegend im Kernbereich des Saarbrücken-Hauptsattels keine bzw. nur geringe Sedimentation stattgefunden. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass zu dieser Zeit im Sattelbereich auch schon Sedimente erodiert wurden.

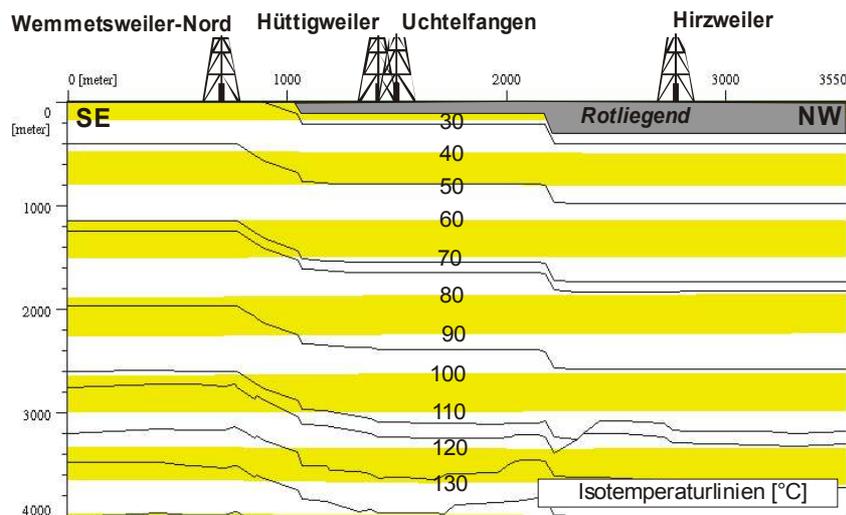


Abb. 83: Temperaturfeld zum Zeitpunkt der Maximalversenkung im Rotliegend. Zur Erklärung der Reife der Sedimente ist Richtung Südosten keine Rotliegendesedimentation notwendig.

9.4 Kurzresümee

Die Wärmeflussgeschichte und die erodierten Mächtigkeiten aus den 1D-Ergebnisse wurden durch die 2D-Simulationsrechnungen bestätigt. Es zeigt sich deutlich die synsedimentäre Aktivität der Sattel- und Muldenstrukturen, vor allem im Rotliegend. Im ersten Profil beträgt die erhalten und erodierte Mächtigkeit des Rotliegend im Bereich der Nahe-Mulde ca. 3700 m, im Pfalz-Sattel nur 2200. Der Wärmefluss zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung im Rotliegend nimmt Richtung Hunsrück-Südrandstörung von 57 auf 67 mW/m² zu. Das wichtigste Ergebnis des zweiten Profils ist, dass im Zentralbereich des Saarbrücken-Hauptsattels keine bzw. nur geringmächtige Sedimente des Rotliegend abgelagert wurden. Durch die Simulation des Donnersberg-Intrusivkörpers konnte gezeigt werden, dass die Reife bzw. die Vitritreflexion nur in unmittelbarer Nähe dieser Körper im Saar-Nahe-Gebiet erhöht ist und es sich somit um lokale Effekte handelt.

10 Ergebnisse der 3D-Simulationsrechnungen

Das 3D-Modell liegt im Saarbrücken-Hauptsattels (Abb. 39) und umfasst eine Fläche von 875 km². Das Modell beinhaltet die gesamte permokarbone Schichtenfolge, wenn auch vereinfacht (so wurden z.B. Westfal A und B zusammengefasst). Die Tiefenkarten wurden vom Geologischen Landesamt NRW im Rahmen des Projekts „Kohlevorraterfassung in den westdeutschen Steinkohlelagerstätten“ erstellt und von Robert Müller (Universität Bonn) digital zur Verfügung gestellt. Das Finite-Elemente-Netz wurde aus 194 x 184 Grid-Punkten in x- und y-Richtung und 20 Events generiert, und die Gesamtzahl der Zellen beträgt 187500 (Abb. 84). Zur Kalibrierung des Modells, wurden die wichtigsten Bohrungen im Saarbrücken-Hauptsattel verwendet (Kap. 8).

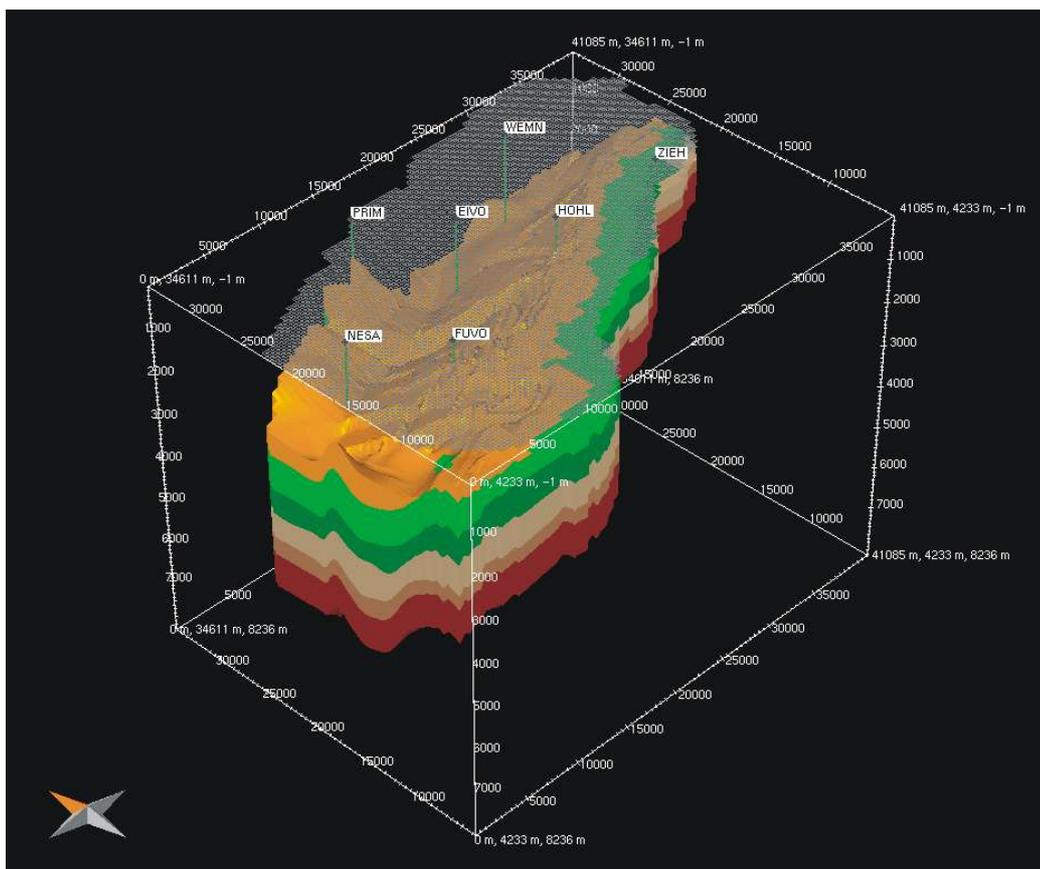


Abb. 84: 3D-Modell des Saarkarbons mit 10 Layern/Formationen. Deutlich zu sehen ist der Merlebach-Sattel am westlichen Modellrand. Dargestellt sind 7 Bohrungen: Neuforweiler-Sandhof (NESA), Fürstenhof-Völklingen (FUVO), Primweiler (PRIM), Eiweiler-Vogelsborn (EIVO), Hohlenstein (HOHL), Wemmetweiler-Nord (WEMN), Ziehwald (ZIEH).

Das heutige Temperaturfeld konnte anhand der Bohrungen Fürstenhausen-Völklingen und Uchtelfangen mit einer Oberflächentemperatur von 10 °C und einem durchschnittlichen Wärmefluss an der Beckenbasis von 53 mW/m² kalibriert werden. Abbildung 85 und 86 zeigen die heutigen Temperaturen der Sulzbach-Schichten einerseits als Karte, andererseits in räumlicher Darstellung. Im tiefsten, nordöstlichen Beckenbereich herrschen Temperaturen um ca. 200 °C.

Die mesozisch-känozoische Temperaturgeschichte ist nahezu identisch mit den 1D- und 2D-Simulationen (Kap. 8 und 9). Deshalb wird an dieser Stelle nicht näher darauf eingegangen. Es wurde mit einer mesozoischen Überlagerungsmächtigkeit von 1600 m und Wärmeflüssen von 60 mW/m² gerechnet.

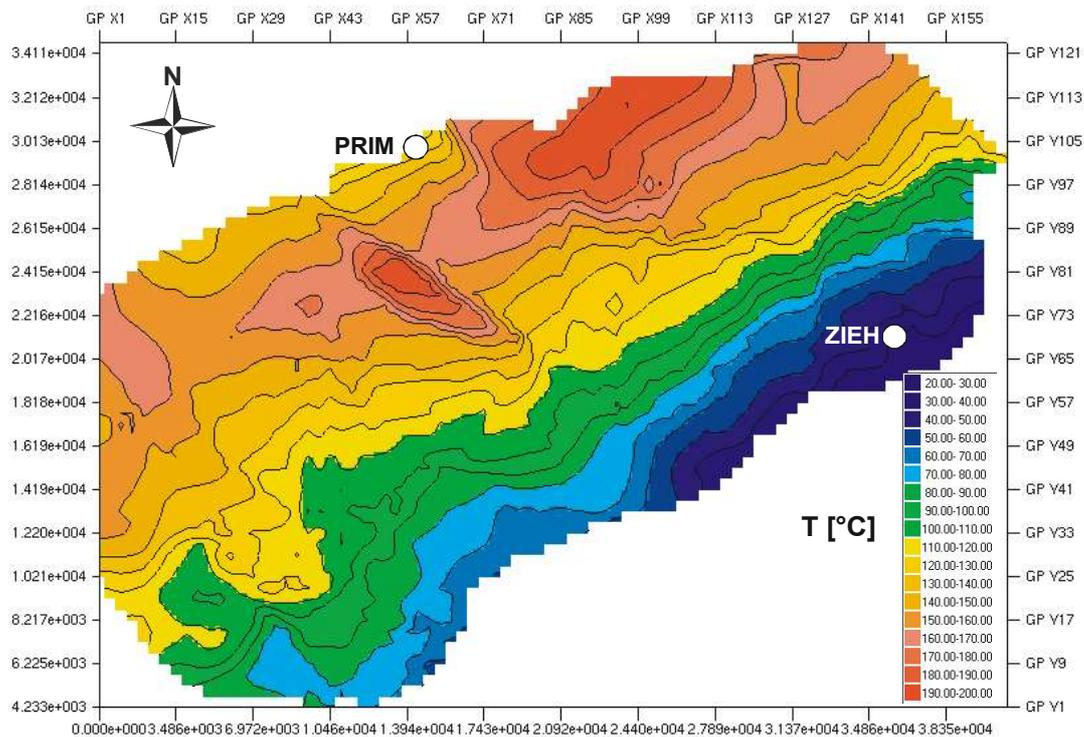


Abb. 85: Heutige berechnete Formationstemperatur der Sulzbach-Schichten.

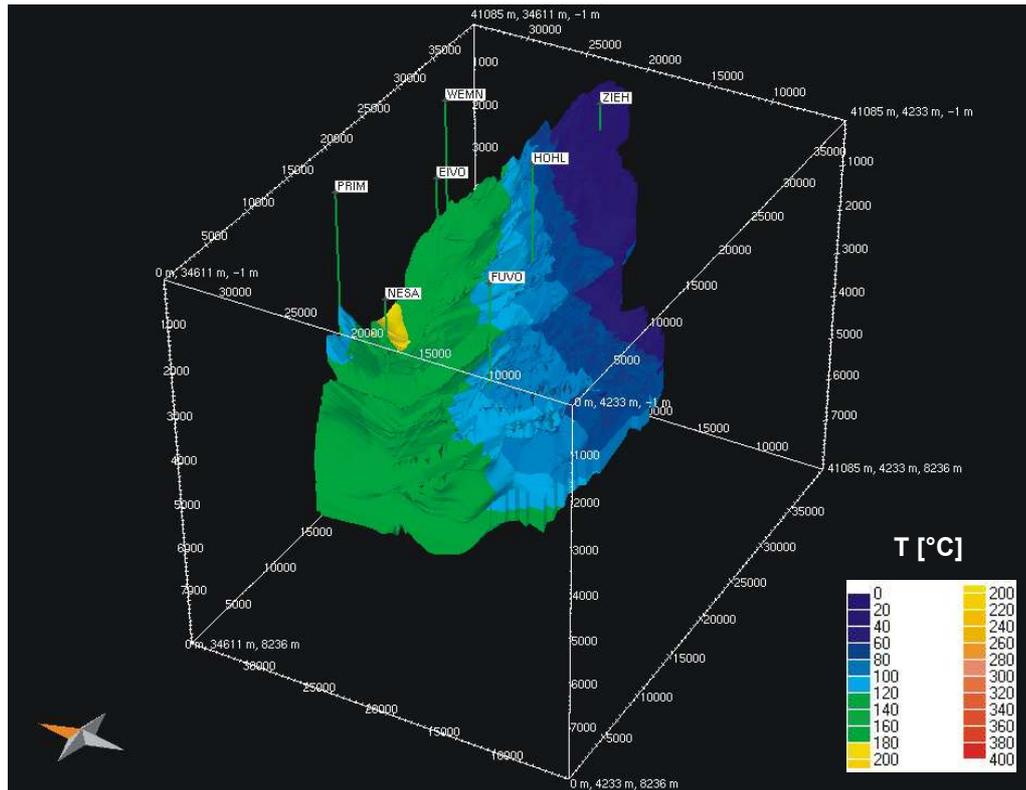


Abb. 86: Heutige berechnete Formationstemperatur der Sulzbach-Schichten.

Die 3D-Simulation bestätigt die 1D- und 2D-Ergebnisse auch hinsichtlich der Reife. Das heutige Inkohlungsbild kann nur durch eine tiefe Versenkung und moderate Wärmeflüsse erklärt werden. Die Linien gleicher Inkohlung schneiden die Schichtflächen, zeichnen aber die Struktur nach. Im Gegensatz zum Ruhrkarbon verlief der Inkohlungsprozess im Saar-Nahr-Becken synkinematisch. In Abbildung 87 und 88 ist die errechnete Vitrinitreflexion der Sulzbach-Schichten als Karte und in 3D dargestellt. In den tiefsten Beckenbereichen werden über 4 % R_r erreicht.

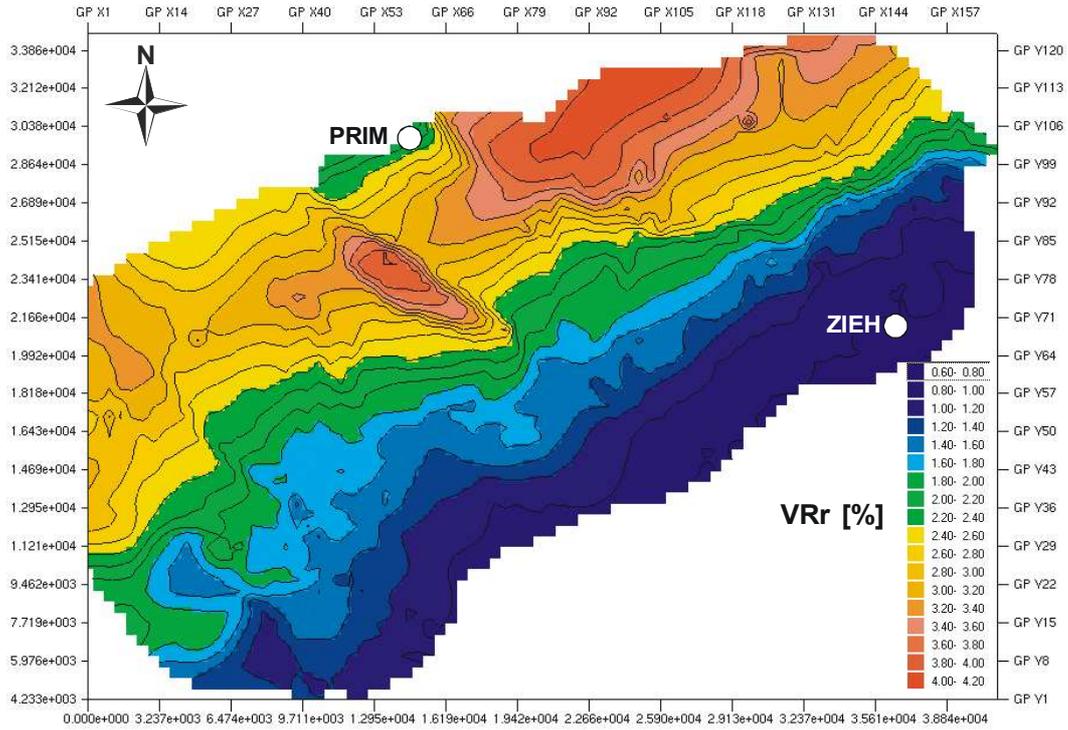


Abb. 87: Heutige berechnete Vitrinitreflexion der Sulzbach-Schichten.

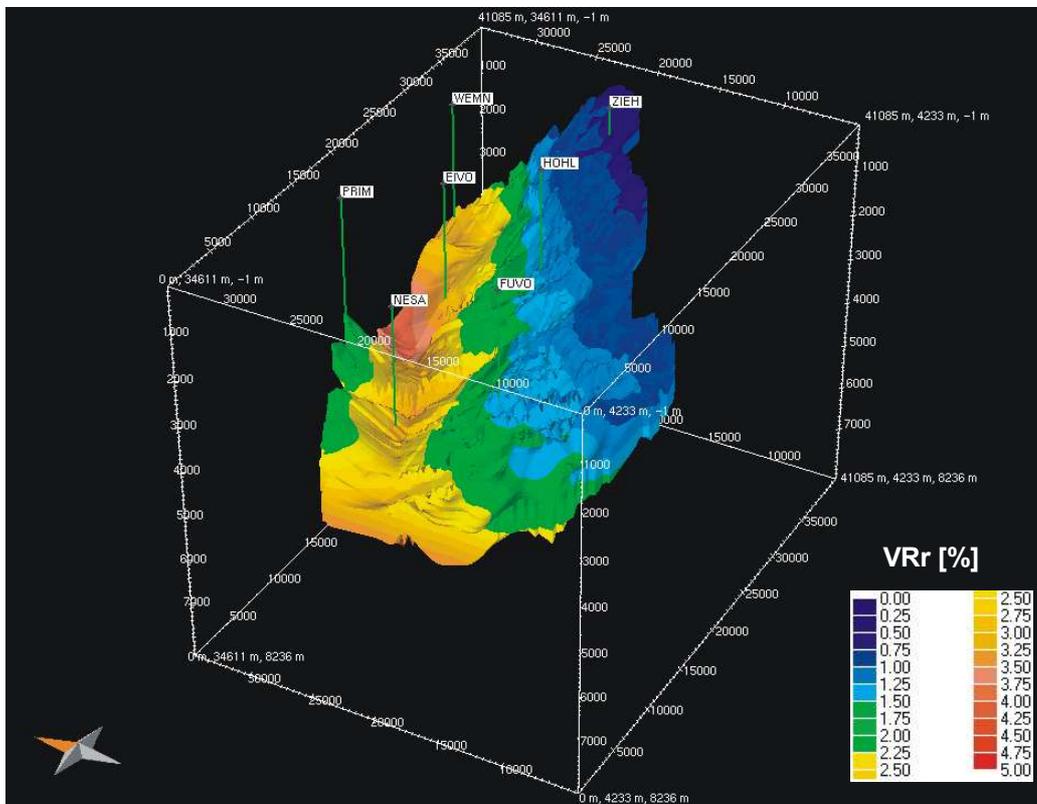


Abb. 88: Heutige berechnete Vitrinitreflexion der Sulzbach-Schichten.

Um eine Anpassung von errechneten an gemessene Vitrinitreflexionswerte zu erreichen, muss mit Wärmeflüssen zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung im Permokarbon von 50 bis 75 mW/m^2 gerechnet werden. Die 75 mW/m^2 wurden nur in der Bohrung Ziehwald errechnet. In allen anderen Bohrungen liegen die Werte zwischen 50 und 60 mW/m^2 (Abb. 89). Allerdings sind die Kalibrationsdaten für die Bohrung Ziehwald sehr zuverlässig, und es handelt sich somit nicht um einen „Ausreißer“. In der Nähe befinden sich keine weiteren Bohrungen, die eine eingehendere Überprüfung ermöglicht hätten. Eine Abweichung von 15 mW/m^2 auf so engem Raum ist sehr ungewöhnlich.

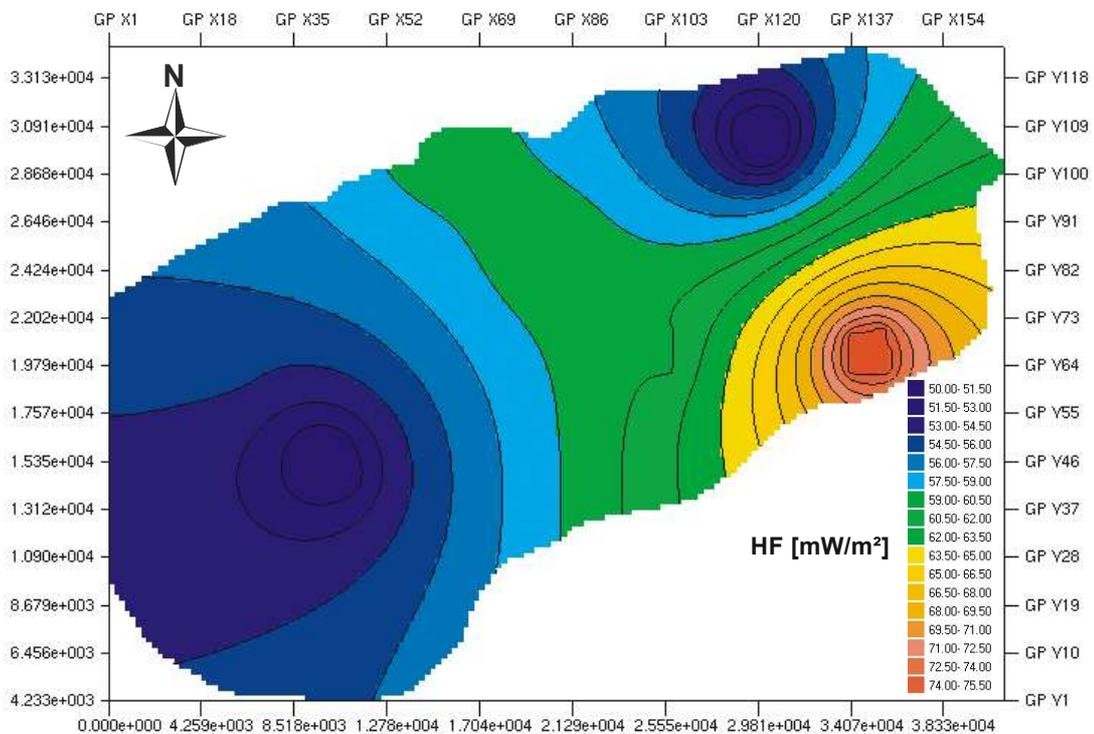


Abb. 89: Karte des Wärmeflusses an der Beckenbasis zur Zeit der maximalen Versenkung. HF = heatflow/Wärmefluss.

Um die heute beobachteten Vitrinitreflexionswerte zu erklären, müssen des weiteren zusätzliche (Prä-Zechstein wieder erodierte) Sedimentmächtigkeiten von 1800 bis 3200 m angenommen werden. In Abbildung 90 ist dies dargestellt. Generell ist eine Abnahme der erodierten Mächtigkeiten von West nach Ost zu beobachten.

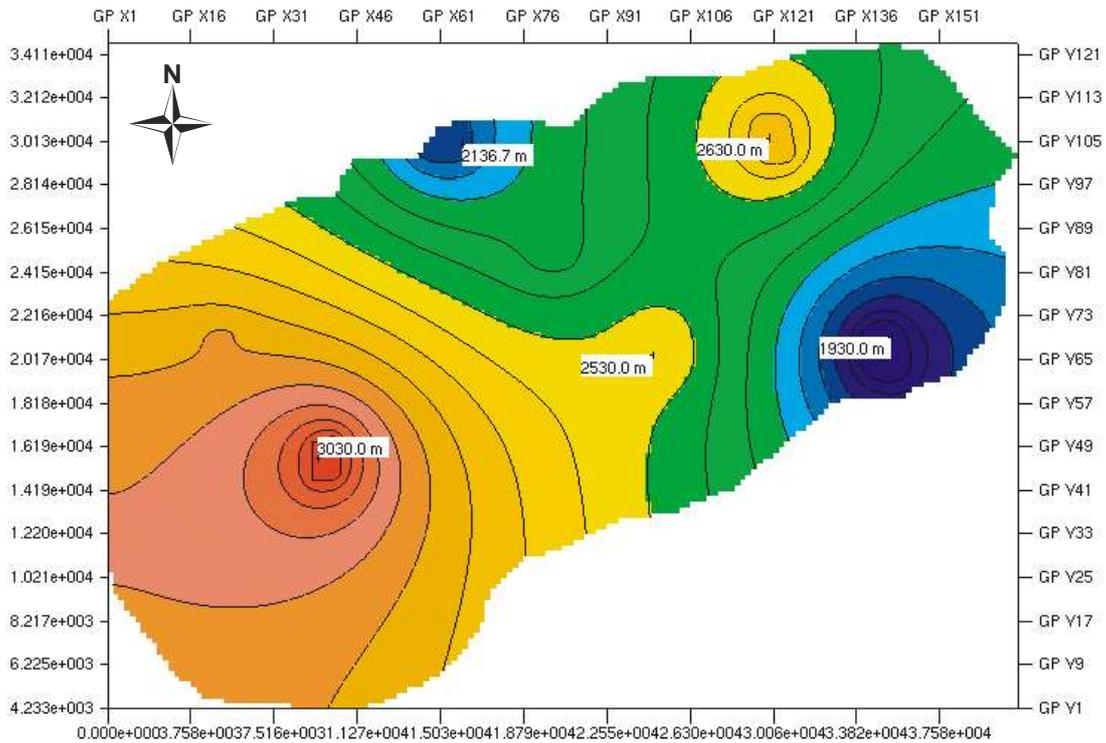


Abb. 90: Zusätzliche und vor dem Zechstein wieder erodierte Sedimentmächtigkeiten.

Wird bei den erodierten Mächtigkeiten nur das Rotliegend betrachtet, erkennt man, dass zum Zentrum des Saarbrücken-Hauptsattels (südöstlicher Bereich des Modells) hin keine oder nur sehr geringe Mächtigkeiten angenommen werden müssen. Richtung Prims-Mulde nehmen die Rotliegendmächtigkeiten schnell zu. Demnach hat spätestens im Rotliegend im Kernbereich des Saarbrücken-Hauptsattels keine bzw. nur geringe Sedimentation stattgefunden. Erosion im Sattelkern kann nicht ausgeschlossen werden.

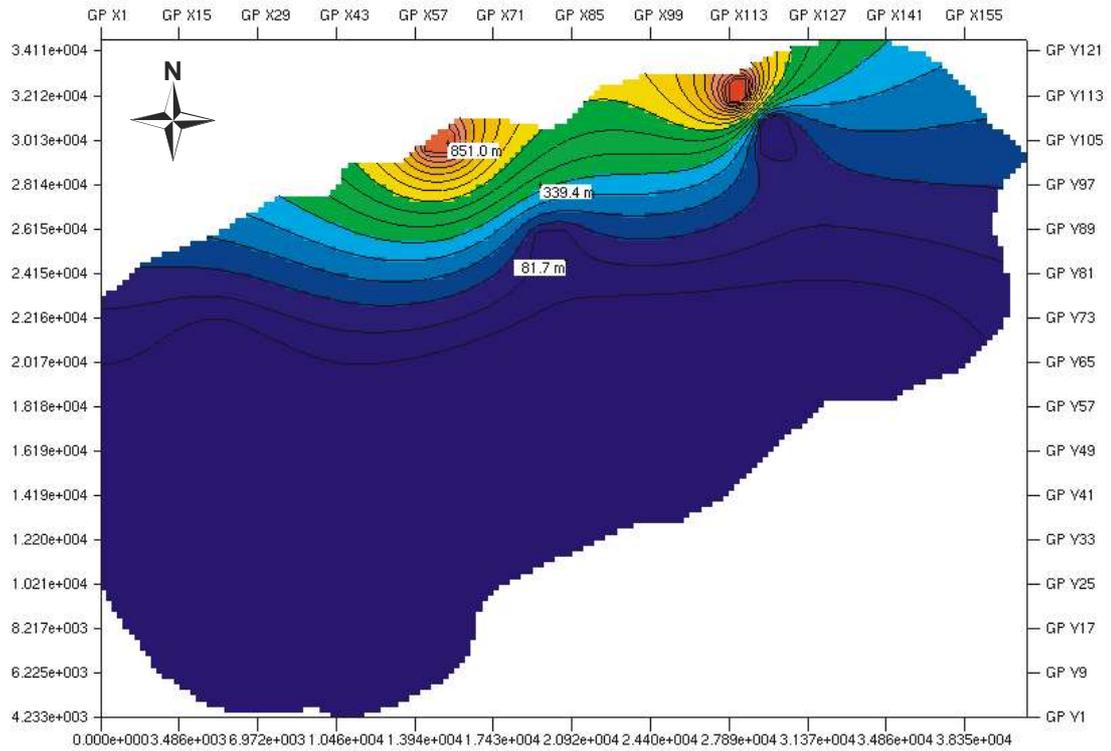


Abb. 91: Rotliegendmächtigkeiten (vor Beginn des Zechstein wieder erodiert) im Bereich des Saarbrücken-Hauptsattels.

11 Kohlenwasserstoffgenese und Migration

11.1 Einführung

In diesem Kapitel wird der zeitliche Ablauf der Kohlenwasserstoffgenese und der Migration beschrieben. Zur besseren Übersicht wird zwischen 1D-, 2D- und 3D-Modellen unterschieden. Da im gesamten Saar-Nahe-Becken keine konventionellen und wirtschaftlichen Kohlenwasserstoffvorkommen bekannt sind, handelt es sich um eine rein theoretische Betrachtung. Durch die Simulationsrechnungen wird allerdings deutlich, weshalb die Explorationstätigkeit der 50er und 60er Jahre im Arbeitsgebiet erfolglos geblieben ist. Unstrittig ist, dass vor allem die kohleführenden Schichten des Westfal und Stefan potentielle Muttergesteine darstellen. Auch die lakustrinen Sedimente des Stefan D kommen theoretisch als Muttergesteine in Frage, wurden aber in dieser Studie ausgeklammert.

Im Saarbrücken-Hauptsattel wird seit einiger Zeit Gas aus Kohlen des Oberkarbon gefördert (KALTWANG 1990). Ende der 90er Jahre hat die Bohrung Aspenhübel die Produktion aufgenommen, allerdings nur als Großversuch (mündl. Mitt. Kaltwang). Untersuchungen der Saarberg AG haben gezeigt, dass aufgrund der isotopischen Zusammensetzung (-17 bis -56 $\delta^{13}\text{C}$) der überwiegende Teil des Methans thermogen und nicht biogen entstanden ist (mündl. Mitt. Horstmann). Aus diesem Grund wurde für die Simulationsrechnungen eine Kinetik ausgewählt, die die thermische Gasgenese aus Kohle beschreibt. Ein Kuriosum ist der Artikel von GUTHÖRL (1955). Dort werden kleinste „Erdölvorkommen“ im Liter- und Kubikmeterbereich in Gruben der Saarberg AG beschrieben. Die Mengen sind allerdings so gering, dass sie in den Simulationsrechnungen nicht berücksichtigt wurden.

11.2 1D-Simulationen

Zur Ermittlung der Zeitlichkeit der Kohlenwasserstoffgenese im Saar-Nahe-Becken wurde zuerst auf der Basis der kalibrierten 1D-Modelle das Gasgenesepotential für wichtige Bohrungen berechnet. Für die Berechnung der thermischen Methangeneese wurde die Kinetik von KROOSS et al. (1995) angewendet. Dieses kinetische Modell wurde an unterschiedlich reifen Kohlen des Ruhr-Beckens kalibriert und beschreibt die Bildung von Methan mittels mehrerer parallel verlaufender Reaktionen (Abb. 92).

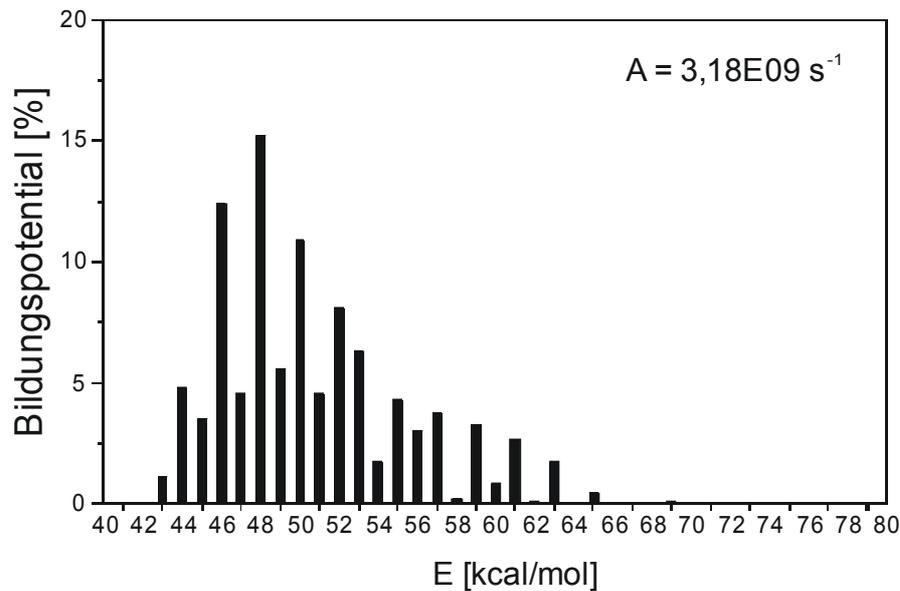


Abb. 92: Aktivierungsenergieverteilung für die Bildung von Methan aus Kohle (KROOSS et al. 1995).

Abbildung 93 zeigt die „Transformation Ratios“ (Verhältnisse von generierten Kohlenwasserstoffen zu noch konvertierbarem Kerogen) für die Sulzbach-Schichten (Westfal C), gerechnet mit der Kinetik von KROOSS et al. (1995). In allen Bohrungen beginnt die Methangeneese vor ca. 300 Ma. Aufgrund der länger anhaltenden Sedimentation im östlichen Beckenbereich hält die Methangeneese im Bereich der Bohrung Olm 1 bis ca. 265 Ma an. Mit Beginn der Erosion im Perm stoppt die Geneese von Methan. Eine Reaktivierung durch die mesozoische Überlagerung findet nicht statt, da die kohlehaltigen Muttergesteine bereits im Permokarbon ihre maximale Temperaturbeanspruchung erfahren haben. Mit den 1D-Simulationen lassen sich nur Aussagen zur Zeitlichkeit der Kohlenwasserstoffgeneese machen.

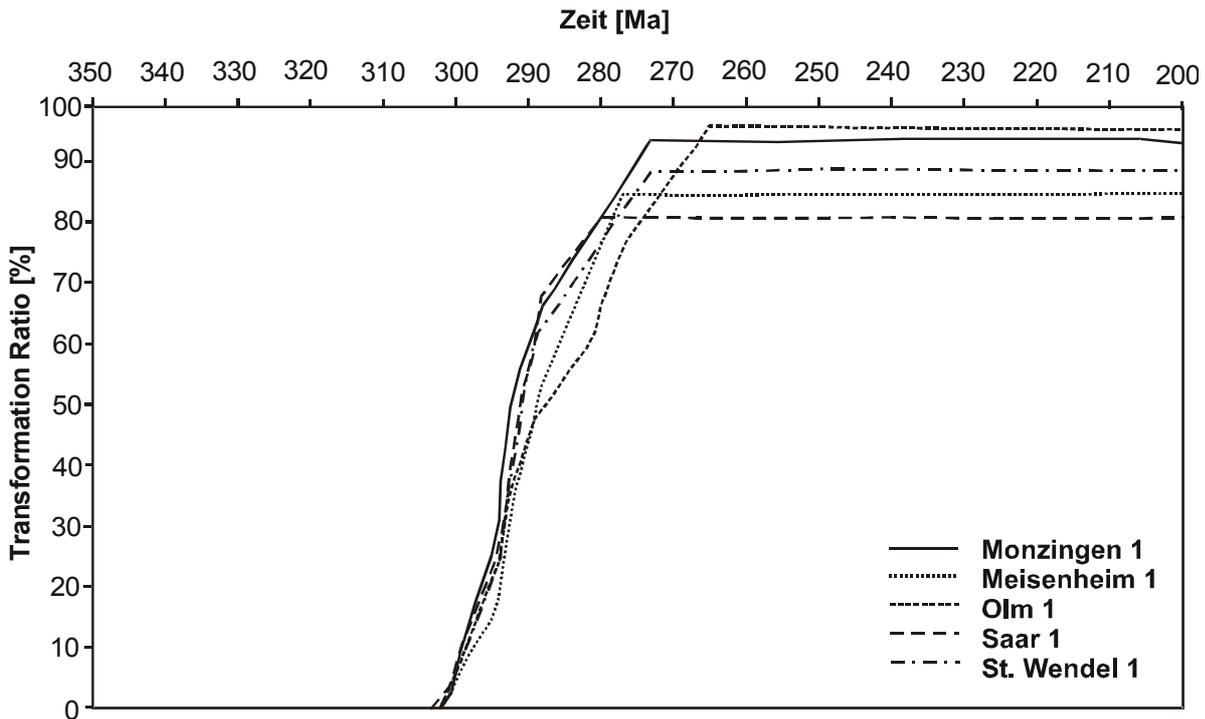


Abb. 93: Gasgenesepotential der Sulzbach-Schichten (Westfal C). Dargestellt ist die „Transformation Ratio“ gegen die Zeit unter Verwendung der Kinetik von KROOSS et al. (1995).

11.3 Migration und Akkumulation im Profil 2 (2D)

In einem nächsten Schritt wurde eine 2D-Kohlenwasserstoff-Migrationsstudie durchgeführt, die auf den Ergebnisse von Profil 1 (siehe Kap. 9) basiert, das über Nahe-Mulde, Pfalz-Sattel und Pfalz-Mulde verläuft und die Bohrungen Monzingen 1, Odernheim 1 und Meisenheim 1 umfasst. Als Muttergestein wurden die kohleführenden Sedimente des Westfal und Stefan definiert. Eingesetzte TOC- und HI-Werte, die die Masse an zu Kohlenwasserstoffen konvertierbarem organischen Material definieren, sind der Tabelle 14 zu entnehmen. Wie bei den 1D-Rechnungen wurde die Kinetik von KROOSS et al. (1995) für die Bildung von Methan aus Kohle benutzt.

Tab. 14: TOC und HI Gehalte der Muttergesteine.

	TOC [%]	HI [mg/gTOC]
Stefan C	0.5	200
Stefan B	0.5	200
Stefan A	2.0	200
Westfal	8.0	200

Auf der Basis der kalibrierten Temperaturgeschichte beginnt die Kohlenwasserstoff- bzw. Gasgenese ab ca. 300 Ma aus den Kohlen des Westfals (Abb. 94). Erste Reservoirs vor allem in den Sedimenten des Stefan B und Stefan D sind um 290 Ma mit Gas gefüllt. Die Gasgenese erreicht ein Maximum zum Zeitpunkt der tiefsten Versenkung im Rotliegend (ca. 275 Ma). Im Beckentiefsten der Nahe-Mulde wurden am Top der kohleführenden Westfal-Sedimente Vitritreflexionswerte von über 4,6 % VR_r erreicht. Im Bereich des Pfalz-Sattels erreichte das Top-Westfal Werte von 2,5 % VR_r. Während der nachfolgenden Erosionsphase, mit bis zu 3600 m Abtragung, wurden evtl. vorhandene Akkumulationen zerstört. Da keine undurchlässigen Deckschichten wie z.B. Salz vorhanden waren, migrierte das Gas in die Atmosphäre. Während der mesozoischen Subsidenz und Aufheizung der Muttergesteine konnte kein Gas mehr generiert werden, da das Gasgenesepotential während der permokarbonen Maximalversenkung erschöpft wurde. Die 2D-Simulation lässt Rückschlüsse auf Genese, Expulsion und Migration von Kohlenwasserstoffen zu. Fragen zu Massen und Volumina können nur in 3D beantwortet werden.

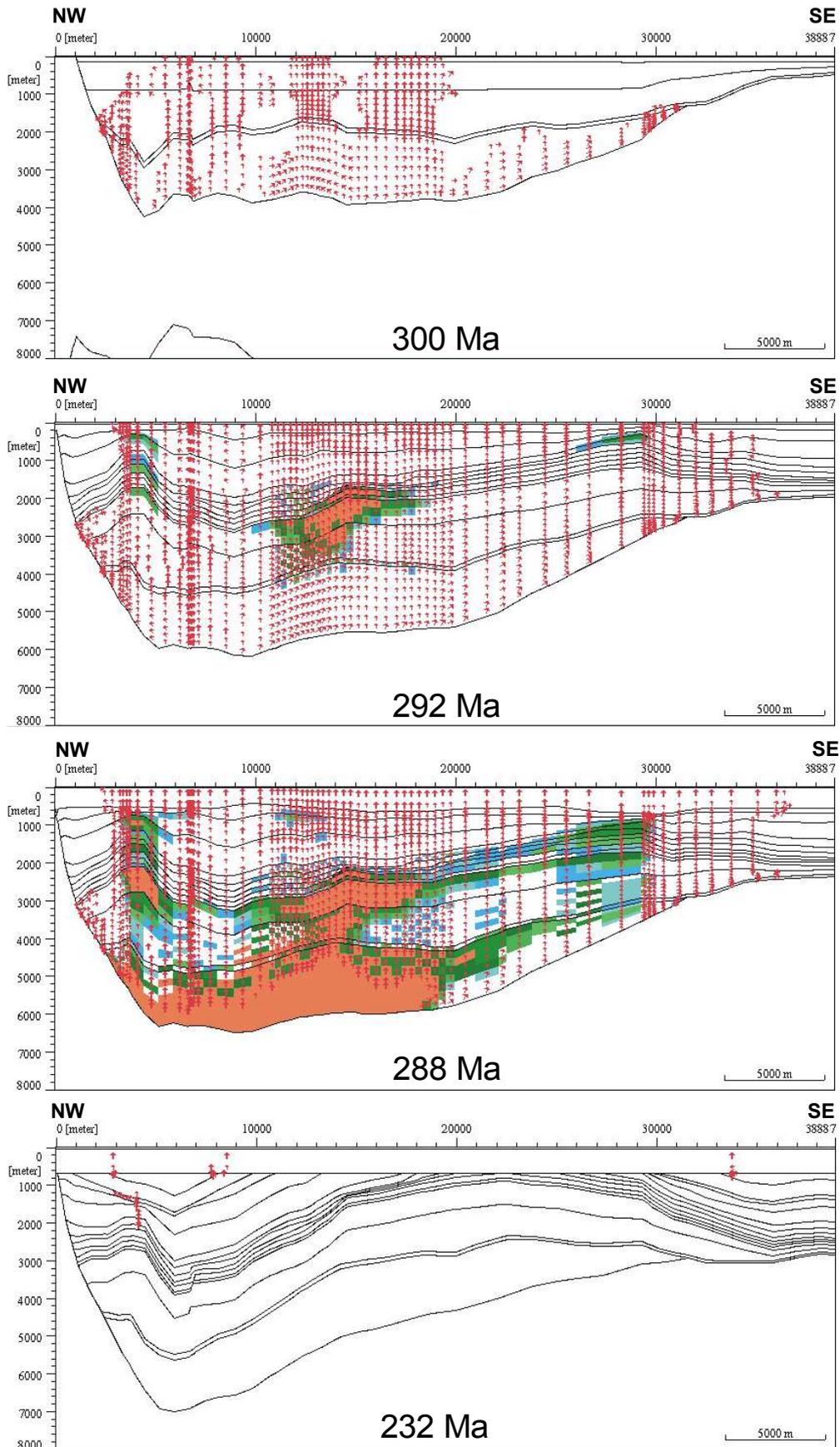


Abb. 94: Ergebnisse der Gasgenese und Migrationsstudie von Profil 1 (Nahe-Mulde, Pfalz-Sattel und Pfalz-Mulde). Pfeile = Gasmigrationsvektoren. Graue Flächen = Gassättigung.

11.4 Migration und Akkumulation im Saarkarbon (3D)

Das 3D-Modell erlaubte auch die Simulation der Kohlenwasserstoff-Genese und Migration. Ein wesentlicher Vorteil von 3D-Betrachtungen ist, dass eine Massenbilanzierung möglich ist. Im vorliegenden Modell wurden die Sulzbach-Schichten (Westfal C) als Muttergestein definiert. Aufgrund des hohen Kohleanteils liegt der TOC bei 10 % und HI bei 300 mgHC/gTOC. Die Kinetik von KROOSS et al. (1995) wurde für die Bildung von Methan aus Kohle benutzt. In Abbildung 95 ist die heutige „Transformation Ratio“ und in Abbildung 96 sind die Kohlenwasserstoffzonen der Sulzbach-Schichten dargestellt. Einzig die südlichen Bereiche des Saarbrücken-Hauptsattels sind als unreif anzusehen und haben heute noch ein hohes Kohlenwasserstoffgenesepotential. Abbildung 97 verdeutlicht den Ablauf der Gasgenese und Migration. Vor 306 Ma beginnt im westlichen Bereich des Modells die Gasgenese, vor 303,5 Ma generieren nahezu die gesamten Sulzbach-Schichten Gas, ausgenommen die äußersten südlichen Bereiche aufgrund ihrer Hochlage. Zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung vor 275 Ma generierten die gesamten Sulzbach-Schichten Gas. Nach der Erosionsphase im Perm (250 Ma) wird kein Gas mehr gebildet. Während der mesozoischen Subsidenz und Aufheizung der Muttergesteine konnte kein Gas mehr generiert werden, da die permokarbonen Maximaltemperaturen deutlich unterschritten wurden.

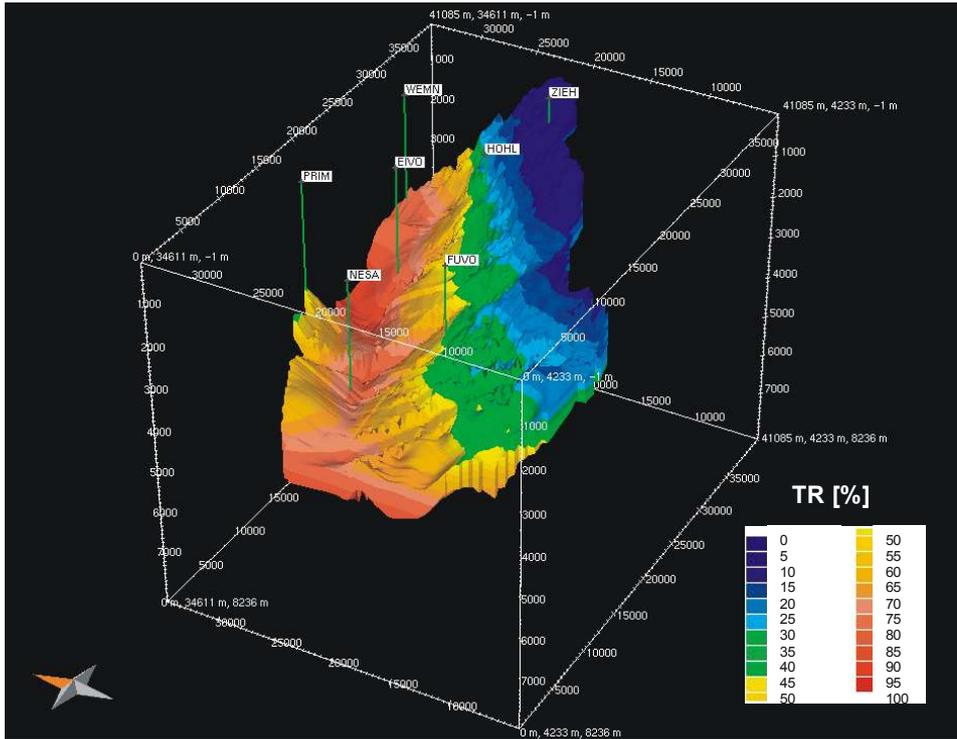


Abb. 95: „Transformation Ratio“ der Sulzbach-Schichten.

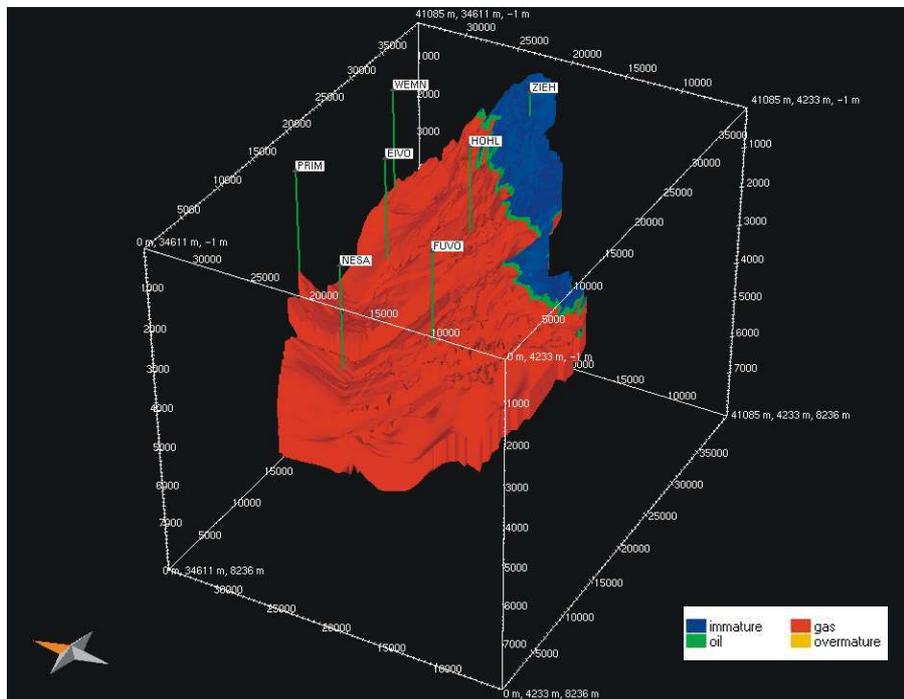


Abb. 96: Kohlenwasserstoffzonen der Sulzbach-Schichten.

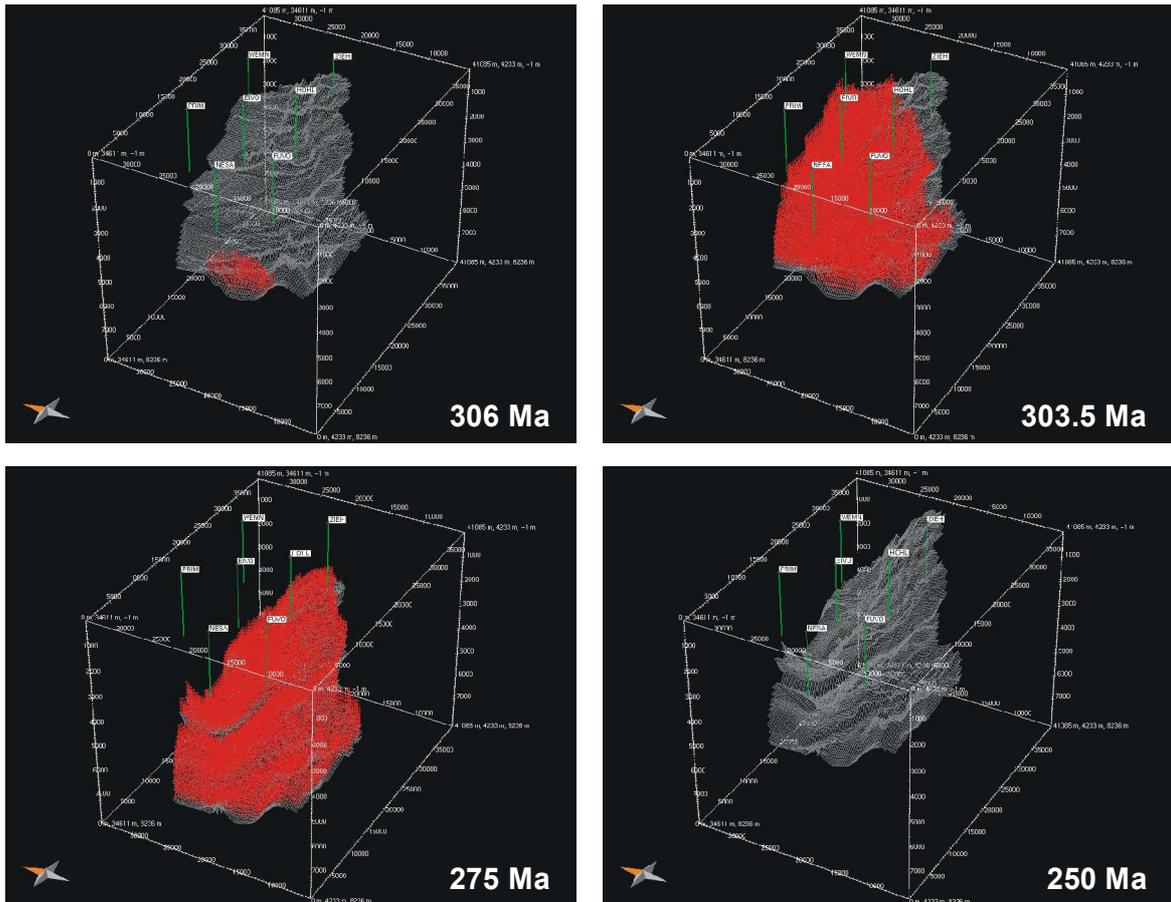


Abb. 97: Gasgenese der Sulzbach-Schichten. Dargestellt sind jeweils die Basis der Sulzbach-Schichten und die Gasmigrationsvektoren.

Die Gesamtmasse der Sulzbach-Schichten im 3D-Modell beträgt $1,30E12$ t. Davon sind $3,22E10$ t Kerogen und können zu Kohlenwasserstoffen konvertiert werden. Der Anteil des Kerogens entspricht ca. 2,5 %. Von den $3,22E10$ t Kerogen wurden $1,67E10$ t zu Methan umgesetzt (52%). Dies entspricht einem Gasvolumen unter Oberflächenbedingungen von $2,49E13$ m³.

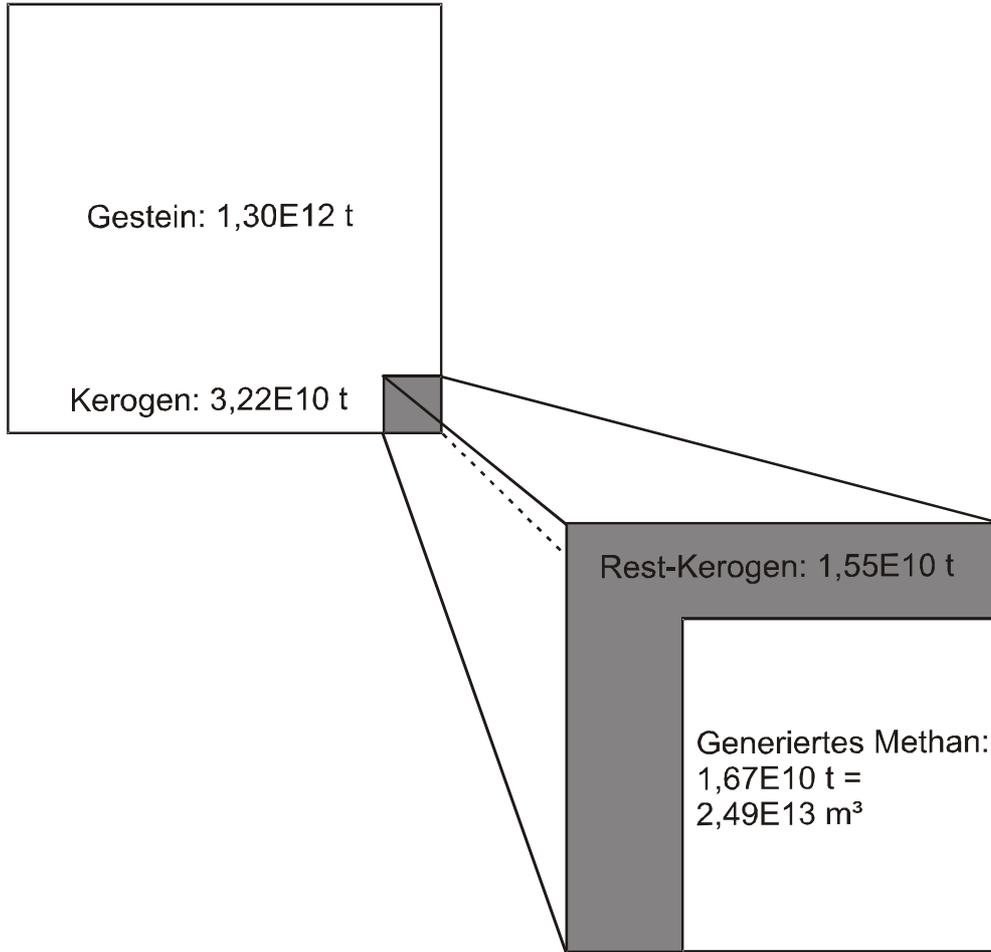


Abb. 98: Massenbilanz der Sulzbach-Schichten.

In Abb. 99 sind die wichtigsten Kenndaten des Petroleum Systems nach MAGOON & DOW (1994) dargestellt. Das System war nur zur Zeit des Permokarbons aktiv.

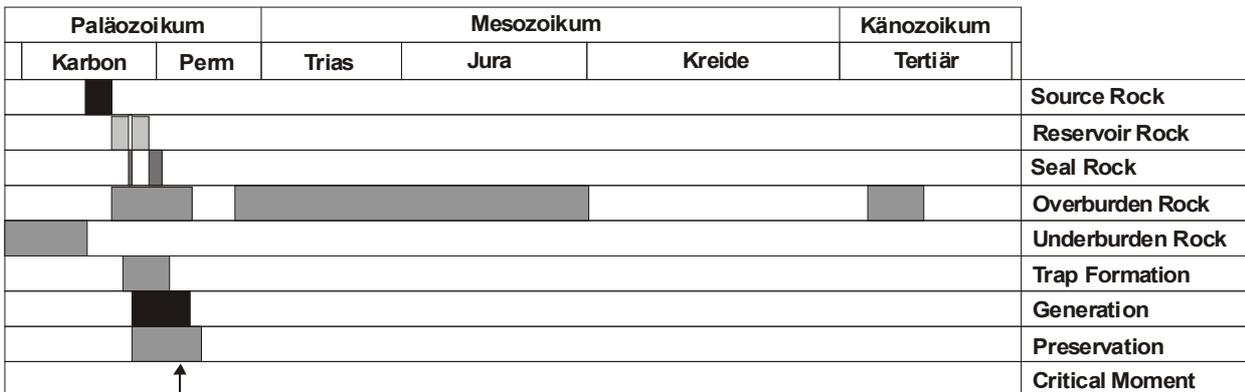


Abb. 99: Petroleum Systems Event Grafik für das System Westfalkohlen sowie Stefan und Rotliegend Sandsteine nach MAGOON & DOW (1994).

11.5 Kurzsüme

Die 1D-, 2D- und 3D-Simulationsergebnisse haben gezeigt, weshalb die Explorationsbemühungen im Saar-Nahe-Becken nicht erfolgreich waren. Die thermische Genese von Methan begann frühestens vor ca. 305 Ma und war spätestens nach der Erosion von 2000 bis 3500 m Sediment im Perm beendet. Der überwiegende Teil des Methans ist in die Atmosphäre entwichen. Einzig das adsorptiv an die Kohlen im Saarbrücken-Hauptsattel gebundene Methan ist heute noch vorhanden und kann genutzt werden. Eine Erweiterung von PetroMod™ um ein Adsorptions- und Desorptionsmodul für Kohlen würde eine Abschätzung der heute noch vorhandenen Menge von Methan in den Kohlen erlauben. Das 3D-Modell wäre hierfür die ideale Basis.

12 Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit integrierte eine Vielzahl von geologischen, geochemischen und petrophysikalischen Untersuchungsmethoden, um mit Hilfe moderner 1D-, 2D- und 3D-Simulationstechniken Aussagen zur Entwicklungsgeschichte des Saar-Nahe-Beckens machen zu können.

Zuerst wurden publizierte Daten und Messwerte zusammengetragen und gesichtet, anschließend eigene Untersuchungen durchgeführt, um vorhandene Lücken zu schließen. Vor allem die Ergebnisse der Vitritreflexionsmessungen sowie der Apatitspaltspurenanalyse wurden in die Simulationsrechnungen einbezogen und dienten der Kalibration der Modelle. Auch die Wärmeleitfähigkeitsmessungen waren sehr wichtig, um bestehende Unsicherheiten in den Simulationen zu minimieren. Alle anderen Labormethoden wie Rock-Eval-Pyrolyse, organisch-geochemische Untersuchungen und Flüssigkeitseinschlüsse sind als Ergänzungen der Hauptuntersuchungsmethoden zu sehen.

An rund 180 Proben aus 26 Bohrungen und von der Oberfläche wurden Vitritreflexionsmessungen durchgeführt. Diesem Datensatz wurden zahlreiche veröffentlichte Werte hinzugefügt, um Inkohlungskarten zu konstruieren. Es konnte gezeigt werden, dass der Inkohlungsprozess im Saar-Nahe-Becken synkinematisch verlaufen ist und der permokarbone Vulkanismus nur lokale Auswirkungen auf das Inkohlungsbild hatte. Die gemessenen

Inkohlungswerte an der Oberfläche von 0,5 bis 0,8 % VR_r deuten auf mehrere 1000 m an erodierten permokarbonen Sedimentgesteinen hin.

Durch die Ergebnisse der Apatitspaltspurenuntersuchungen an 13 Proben aus dem gesamten Saar-Nahe-Becken konnte zum ersten Mal die mesozoisch/känozoische Temperaturgeschichte quantifiziert werden. Die Methode lieferte allerdings keine Erkenntnisse hinsichtlich der permokarbonen Beckenentwicklung. Es ist mit einer mesozoischen Erwärmung bzw. Absenkung zu rechnen, wobei Gesteinsformationen, die heute an der Oberfläche liegen, z.T. Werte über 110 °C erreichten. In der Kreide setzte die Abkühlung im Westen früher als im Osten ein, wobei die Abkühlung im Osten schneller verlief. Zumindest im östlichen Beckenteil ist eine tertiäre Erwärmung um ca. 10 °C nachweisbar.

Die Ergebnisse der 1D-Simulationen lassen sich wie folgt zusammenfassen: Der heutige Wärmefluss an der Beckenbasis - kalibriert mit Formationstemperaturen - ist mit 50 bis 55 mW/m^2 im gesamten Becken sehr einheitlich. Die Apatitspaltspurendaten deuten zumindest im östlichen Teil des Beckens auf eine Temperaturerhöhung von 10 °C im Tertiär hin. Dies kann einerseits durch eine Erhöhung des Wärmeflusses um 10 mW/m^2 (von 55–60 auf 65–70 mW/m^2) oder durch 300 m mächtige eozän/oligozäne Sedimente erklärt werden. Beide Szenarien sind denkbar und stehen nicht im Widerspruch zur regionalen Geologie. Um die Daten widerspruchsfrei zu erklären, muss des weiteren mit einer mesozoischen, vor dem Tertiär wieder erodierten Überlagerungsmächtigkeit von 1600 m gerechnet werden. Weiterhin deuten die Daten auf eine Zunahme des Wärmeflusses im oberen Jura Richtung Nordosten mit 60 auf 75 mW/m^2 hin. Der kretazische Wärmefluss im östlichen Beckenbereich muss mit 60 mW/m^2 angenommen werden. Für die Zeit der Maximalversenkung im Permokarbon ergibt sich folgendes: Im Gegensatz zu früheren Arbeiten wurden wesentlich höhere Überlagerungsmächtigkeiten mit 1700 bis 3200 m ermittelt. Die maximalen Rotliegend-Mächtigkeiten (erhalten + erodiert) in der Prims-Mulde erreichen 2500 m (St. Wendel 1), in der Zweibrücken-Mulde 3700 m (Landstuhl 1), in der Nahe-Mulde 3700 m (Monzingen 1) und im Pfalz-Sattel 2900 m (Meisenheim 1). Die Bohrung Olm 1 im Alzey-Nierstein-Host erreicht mit 3800 m den höchsten Wert. Weiterhin wird die unterschiedliche Absenkungs- und Erosionsgeschichte der Sattel- und Muldenbereiche deutlich. Die Paläowärmeflüsse sind mit 50 bis 75 mW/m^2 sehr variabel. Dabei ist noch nicht geklärt, ob es sich um ein zeitliches Phänomen handelt oder ob konvektiver Wärmetransport das Inkohlungsbild und damit die errechneten Wärmeflüsse beeinflusst hat. Ein weiteres Problem,

vor allem im Saarbrücken-Hauptsattel, ist die stratigraphische Einstufung der erodierten Schichten.

Grundlage für die 2D-Simulationen waren interpretierte seismische Linien, die vereinfacht in das Simulationsprogramm überführt wurden. Was die Wärmeflussgeschichte und die erodierten Mächtigkeiten angeht, werden die 1D-Ergebnisse durch die 2D- und 3D-Simulationsrechnungen bestätigt. Deutlich zeigt sich die synsedimentäre Aktivität der Sattel- und Muldenstrukturen vor allem im Rotliegend. Im ersten Profil beträgt die erhaltene und erodierte Mächtigkeit des Rotliegend im Bereich der Nahe-Mulde ca. 3700 m, im Pfalz-Sattel nur 2200. Der Wärmefluss zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung nimmt Richtung Hunsrück-Südrandstörung von 57 auf 67 mW/m³ zu. Das wichtigste Ergebnis des zweiten Profils und der 3D-Studie ist, dass im Zentralbereich des Saarbrücken-Hauptsattels keine bzw. nur geringmächtige Sedimente des Rotliegend abgelagert wurden. Durch die Simulation des Donnersberg-Intrusivkörpers konnte gezeigt werden, dass die Reife bzw. die Vitrinitreflexion nur in unmittelbarer Nähe dieser Körper um Saar-Nahe-Gebiet erhöht ist.

Die 1D-, 2D- und 3D- Simulationsergebnisse haben gezeigt, weshalb die Kohlenwasserstoff-Explorationsbemühungen im Saar-Nahe-Becken nicht erfolgreich waren. Die thermische Genese von Methan begann frühestens vor ca. 305 Ma und war spätestens nach der Erosion von 1700 bis 3200 m Sediment im Perm beendet. Der überwiegende Teil des Methans ist in die Atmosphäre entwichen. Einzig das adsorptiv an die Kohlen im Saarbrücken-Hauptsattel gebundene Methan ist heute noch vorhanden und kann genutzt werden. Das 3D-Modell wäre zur Abschätzung der heute noch vorhandenen Gasmenge in den Kohlen die ideale Grundlage. PetroModTM müsste hierfür mit einem Adsorptions/Desorptions-Modul ausgestattet werden. Die theoretischen Grundlagen sowie Messergebnisse sind am Institut für Geologie, Geochemie und Lagerstätten des Erdöls und der Kohle vorhanden.

13 Literatur

- AL-AROURI, K., BOREHAM, C.J., MCKIRDY, D.M. & LEMON, N.M. (1998): Modeling of thermal maturation and hydrocarbon generation in two petroleum systems of the Southern Taroom Trough, Australia.- AAPG Bull., **82**: 1504-1527; Tulsa.
- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1990): Basin Analysis - Principles & Applications.- 451 S.; Oxford (Blackwell).
- ALPERN, B. (1966): Un exemple intéressant de houillification dans le bassin Lorrain et ses prolongements.- In: Advances in organic geochemistry, 1966, 129-146; London.
- ALPERN, B. (1967): Über einige geologische Anwendungen des Reflexionsvermögens der Kohlen.- Freiburger Forschungshefte, **C 235**: 45-56; Freiberg.
- ALPERN, B. (1969): Le pouvoir réflecteur des charbons français. applications et répercussions sur la théorie de A. Duparque.- Ann. Soc. Géol. Nord, **89**: 143-166; Lille.
- ANAND, J., SOMERTON, W.H. & GOMAA, E. (1973): Predicting thermal conductivities of formations from other known properties.- Soc. Petr. Eng. Jour., **13**: 267-273; Amsterdam.
- ANDERLE, H.-J. (1987): The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone.- Tectonophysics, **137**: 101-114; Amsterdam.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals.- Geol. Soc. Am. Bull., **88**: 1305-1320; Boulder.
- BÄCKER, S. (1997): Simulation der Temperatur-, Reifungs- und Absenkungsgeschichte des flözführenden Oberkarbons im westlichen Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland).- Diplomarbeit RWTH Aachen: 71 S.; Aachen.
- BARKER, C.E. (1983): The influence of time on metamorphism of sedimentary organic matter in selected geothermal systems, western North America.- Geology, **11**: 384-388; Boulder.
- BARKER, C.E. & GOLDSTEIN, R.H. (1990): Fluid-inclusion techniques for determining maximum temperature in calcite and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer.- Geology, **18**: 1003-1006; Boulder.
- BARKER, C.E. & PAWLEWICZ, M.J. (1986): The correlation of vitrinite with maximum temperature in humic kerogen.- In: BUNTEBARTH, G. & STEGENA, L. (eds.): Paleogeothermics, 79-93; New York.

- BLACKWELL, D.D. & STEELE, J.L. (1989): Thermal conductivity of sedimentary rocks: measurement and significance.- In: NAESER, N.C. & McCULLOH, T.H. (eds.): Thermal history of sedimentary basins, 13-36; New York.
- BOY, J.A. & FICHTER, J. (1988): Zur Stratigraphie des höheren Rotliegend im Saar-Nahe-Becken (Unter-Perm; SW-Deutschland) und seiner Korrelation mit anderen Gebieten.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **176**: 331-394; Stuttgart.
- BOY, J.A. & MARTENS, T. (1991): Zur Problematik chronostratigraphischer Korrelationen im mitteleuropäischen Rotliegend (? oberstes Karbon - Perm).- Newsl. Stratigr., **25**: 163-192; Berlin.
- BOY, J.A., MECKERT, D. & SCHINDLER, T. (1990): Probleme der lithostratigraphischen Gliederung im unteren Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (?Ober-Karbon - Unter-Perm; SW-Deutschland).- Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 99-118; Mainz.
- BÜKER, C. (1996): Absenkungs- Erosions und Wärmeflußgeschichte des Ruhr-Beckens und des nordöstlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges.- Ber. Forschungszentrum Jülich, **3319**: 250; Jülich.
- BÜKER, C., LITKE, R. & WELTE, D.H. (1995): 2D-modelling of the thermal evolution of Carboniferous and Devonian sedimentary rocks of the eastern Ruhr basin and northern Rhenish Massif, Germany.- Z. dt. geol. Ges., **146**: 321-339; Hannover.
- BUNTEBARTH, G. (1983): Zur Paläogeothermie im Permokarbon der Saar-Nahe-Senke.- Z. dt. geol. Ges., **134**: 211-223; Hannover.
- BURGER, K. (1990): Vulkanogene Glasscherben-Relikte in Kohlentonsteinen des Saar-Lothringer Oberkarbons sowie Herkunft und Menge der Pyroklastika.- Geol. Rundsch., **79**: 659-691; Stuttgart.
- BURGER, K., HESS, J.C. & LIPPOLT, H.J. (1997): Tephrochronologie mit Kaolin-Kohlentonsteinen: Mittel zur Korrelation paralischer und limnischer Ablagerungen des Oberkarbons.- Geol. Jb., **A 147**: 3-39; Hannover.
- BURNHAM, A.K. & SWEENEY, J.J. (1989): A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance.- Geochim. Cosmochim. Acta, **53**: 2649-2657; Oxford.
- CAO, S. & LERCHE, I. (1990): Basin modelling: applications of sensitivity analysis.- J. Pet. Sci. Engi., **4**: 83-104; Amsterdam.
- CARTER, L.S., KELLEY, S.A., D.D., B. & NAESER, N.D. (1998): Heat flow and thermal history of the Anadarko Basin, Oklahoma.- AAPG Bull., **82**: 291-316; Tulsa.

-
- CERONE, K.R., DEMING, D. & POLLACK, H.N. (1996): Insulating effects of coals and black shales in the Appalachian Basin, Western Pennsylvania.- *Org. Geochem.*, **24**: 243-249; Oxford.
- CLAUSER, C. & HUENGES, E. (1995): Thermal conductivity of rocks and minerals.- In: AHRENS, T.J. (ed.): *Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants*, 105-126; Washington.
- CLAUSER, C. & VILLINGER, H. (1990): Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben.- *Geophys. J. Int.*, **100**: 393-414; Oxford.
- CLAUSING, A. (1992): Fluoreszenzmikroskopische Untersuchungen an Seesedimenten des Saar-Nahe-Beckens (Ober-Karbon - Unter-Perm; SW-Deutschland).- *Mit. Wis. Tech.*, **10**: 72-79; Wetzlar.
- CLAUSING, A. (1996): Palynofacies studies of lake sediments with examples from the Saar-Nahe Basin (Permocarboniferous; SW-Germany).- *Mainzer geowiss. Mitt.*, **25**: 27-48; Mainz.
- CLAUSING, A., SCHMIDT, D. & SCHINDLER, T. (1992): Sedimentologie und Paläontologie unterpermischer Seen in Mitteleuropa. 1. Meisenheimer-See (Rotliegend; Saar-Nahe-Becken).- *Mainzer geowiss. Mitt.*, **21**: 159-198; Mainz.
- COUREL, L., LIU, X.B. & WANG, H. (1994): Polyphase coalification in French intermontane coal basins of the Late Carboniferous.- In: MASCLE, A. (ed.): *Hydrocarbon and petroleum geology of France*, 399-407; Berlin.
- COUREL, L. & LUI, X.B. (1991): Paleogeothermal conditions in French intermontane coal basins.- *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1990**: 1045-1049; Stuttgart.
- COUREL, L. & LUI, X.B. (1991): Variations in the geothermal history in coal basins; relationship with basin dynamics.- *Bull. Soc. geol. France*, **162**: 363-370; Paris.
- DAMBERGER, H. (1966): Inkohlungsmerkmale, ihre statistische Bewertung und ihre Anwendbarkeit bei der tektonischen Analyse im Saarländischen Steinkohlengebirge.- Dissertation Clausthal-Zellerfeld: 99 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- DAMBERGER, H. (1968): Ein Nachweis der Abhängigkeit der Inkohlung von der Temperatur.- *Brennstoff-Chemie*, **49**: 73-77; Essen.
- DAMBERGER, H., KNEUPER, G., TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1964): Das Inkohlungsbild des Saarkarbons.- *Glückauf-Forschungsh.*, **100**: 209-217; Essen.
- DAVID, P. (1994): Organisch-petrologische und geochemische Charakterisierung von Schwarzschiefern.- Dissertation RWTH Aachen: 300 S.; Aachen.

- DEMING, D. (1994): Estimation of the thermal conductivity anisotropy of rock with application to the determination of terrestrial heat flow.- *J. Geophys. Res.*, **99**: 22087-22091; Washington.
- DIESSEL, C.F.K. & GAMMIDGE, L. (1998): Isometamorphic variations in the reflectance and fluorescence of vitrinite - a key to depositional environment.- *Int. J. Coal Geol.*, **36**: 167-222; Amsterdam.
- DITTRICH, D. (1996): Unterer Buntsandstein und die Randfazies des Zechsteins in der nördlichen Pfälzer Mulde.- *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **78**: 71-94; Stuttgart.
- DONSIMONI (1981): Le bassin houiller lorrain. Synthèse géologique.- Bureau de Recherches Géologique et Minières, Mémoire, **117**: 102; Orléans.
- DURAND, B., ALPERN, B., PITTION, J.L. & PRADIER, B. (1986): Reflectance of vitrinite as a control of thermal history of sediments.- In: BURRUS, J. (ed.): *Thermal modeling in sedimentary basins*, 441-474; Paris.
- EL OUEJLI, A. & STAPF, K.R.G. (1995): Erstmaliger Nachweis einer küstenbeeinflussten, sandigen Zechstein-Sabkha im St. Wendeler Graben (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland).- *Mitt. Pollichia*, **82**: 7-36; Bad Dürkheim.
- ENGEL, H. (1985): Zur Tektogenese des Saarbrücker Hauptsattels und der Südlichen Randüberschiebung.- In: DROZDZEWSKI, G., ENGEL, H., WOLF, R. & WREDE, V. (eds.): *Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten*, 217-235; Krefeld.
- ENGEL, H. & TILLY-BALZ, L. (1988): Detailkarte der Inkohlung des Saargebietes.- *Documenta Naturae*, **44**: 23-30; München.
- ESPITALIÉ, J. (1986): Use of T_{max} as a maturity index for different types of organic matter. Comparison with vitrinite reflectance.- In: BURRUS, J. (ed.): *Thermal modeling in sedimentary basins*, 475-496; Paris.
- ESPITALIÉ, J., DEROO, G. & MARQUIS, F. (1985a): La pyrolyse rock-eval et ses applications (deuxième partie).- *Rev. Inst. Pétr.*, **40**: 755-784; Paris.
- ESPITALIÉ, J., DEROO, G. & MARQUIS, F. (1985b): La pyrolyse rock-eval et ses applications (première partie).- *Rev. Inst. Pétr.*, **40**: 536-579; Paris.
- ESPITALIÉ, J., LAPORTE, J.L., MADEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P., PAULET, J. & BOUTEFEU, A. (1977): Méthode rapide de caractérisation des roches mères de leur potential pétrolier et de leur degré d'évolution.- *Rev. Inst. Pétr.*, **22**: 23-42; Paris.
- FALKE, H. & KNEUPER, G. (1972): Das Karbon in limnischer Entwicklung.- *Septième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, **1**: 49-67; Krefeld.

- FUCHS, H. (1979): Kohlenpetrographische Untersuchungen im Flöz Lummerschied (Dilsburger Schichten - Stefan A) im Bereich der Gruben Göttelborn und Ens Dorf unter besonderer Berücksichtigung der Pyritverteilung.- Dissertation Universität des Saarlandes: 90 S.; Saarbrücken.
- GALBRAITH, R.F. (1990): The radial plot: graphical assessment of spread in ages.- *Nuclear Tracks*, **17**: 207-214.
- GALLAGHER, K. (1995): Evolving temperature histories from apatite fission-track data.- *Earth Planet. Sci. Let.*, **136**: 421-435; Amsterdam.
- GALLAGHER, K., RAMSDALE, M., LONERGAN, L. & MORROW, D. (1997): The role of thermal conductivity measurements in modelling thermal histories in sedimentary basins.- *Mar. Petrol. Geol.*, **14**: 201-214; Oxford.
- GERLACH, J.B. & CERONE, K.R. (1993): Former Carboniferous overburden in the northern Appalachian Basin: a reconstruction based on vitrinite reflectance.- *Org. Geochem.*, **20**: 223-232; Oxford.
- GLEADOW, A.J.W. & BROWN, R.W. (1999): Fission track thermochronology and the long term denudational response to tectonics.- In: SUMMERFIELD, M.A. (ed.): *Geomorphology and global tectonics*, 57-75; Chichester.
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals.- 199 S.; Tulsa (SEPM).
- GREEN, P.F., DUDDY, I.R., LASLETT, G.M., HEGARTY, K.A., GLEADOW, A.J.W. & LOVERING, J.F. (1989): Thermal annealing of AFTA: 4. Quantitative modelling technique and extension to geological timescales.- *Chem. Geol.*, **79**: 155-182; Amsterdam.
- GUTHÖRL, P. (1955): Erdölvorkommen im Saarland.- *Erdöl und Kohle*, **8**: 533-542; Leinfelden.
- HAENEL, R., RYBACH, L. & STEGENA, L. [eds.] (1988): *Handbook of terrestrial heat-flow density determinations*.- 486 S.; Dordrecht (Kluwer).
- HAGEMANN, H.W., OTTENJANN, K., PÜTTMANN, W., WOLF, M. & WOLFF-FISCHER, E. (1989): Optische und chemische Eigenschaften von Steinkohlen.- *Erdöl und Kohle - Erdgas - Petrochemie vereinigt mit Brennstoff-Chemie*, **42**: 99-110; Hamburg.
- HAGEMANN, H.W. & WOLF, M. (1989): Paleoenvironments of lacustrine coals - the occurrence of algae in humic coals.- *Int. J. Coal Geol.*, **12**: 511-522; Amsterdam.
- HANTSCHHEL, T. (1996): *Theoretical Aspects*.- Integrated Exploration Systems; Jülich.
- HANTSCHHEL, T. (2002): *Theoretical Aspects*.- Integrated Exploration Systems; Jülich.

- HAO, F. & CHEN, J. (1992): Suppression and enhancement of vitrinite reflectance: cause and retification.- *Journal of China University of Geosciences*, **3**: 80-91; Wuhan.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1990): *A geologic time scale 1989*.- 263 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- HEDEMANN (1976): Die Gebirgstemperaturen in der Bohrung Saar 1 und ihre Beziehungen zum geologischen Bau.- *Geol. Jb.*, **A 27**: 433-454; Hannover.
- HENK, A. (1990): Struktur und geodynamische Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland).- Dissertation Universität Würzburg: 242 S.; Würzburg.
- HENK, A. (1991): Structure of the Saar-Nahe Basin (SW-Germany) from DEKORP profiles 1-C and 9-N.- *Am. Geophys. Union Geodyn. Ser.*, **22**: 91-95; Washington.
- HENK, A. (1992): Mächtigkeit und Alter der erodierten Sedimente im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland).- *Geol. Rundsch.*, **81**: 323-331; Stuttgart.
- HENK, A. (1993b): Late orogenic evolution in the Variscan Internides: the Saar-Nahe Basin, southwest Germany.- *Tectonophysics*, **223**: 273-290; Amsterdam.
- HENK, A. (1993a): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland).- *Geol. Rundsch.*, **82**: 3-19; Berlin.
- HENK, A. (1997): Gravitational orogenic collapse vs plate-boundary stresses: a numerical modelling approach to the Permo-Carboniferous evolution of Central Europe.- *Geol. Rundsch.*, **86**: 39-55; Berlin.
- HERMANRUD, C. (1993): Basin modelling techniques - an overview.- In: DORÉ, A.G., AUGUSTSON, J.H., HERMANN, C., STEWARD, D.J. & SYLTA, Ø. (eds.): *Basin modelling: Advances and applications*, 1-34; Amsterdam.
- HERTLE, M. & LITKE, R. (2000): Coalification pattern and thermal modelling of the Permo-Carboniferous Saar Basin (SW-Germany).- *Int. J. Coal Geol.*, **42**: 273-296; Amsterdam.
- HESS, J.C. (1990): Numerische Stratigraphie permokarbonischer Vulkanite Zentraleuropas. Allgemeine Einführung und Teil I: Südtirol.- *Z. dt. geol. Ges.*, **141**: 1-11; Hannover.
- HESS, J.C. & LIPPOLT, H.J. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of tonstein and tuff sanidines: new calibration points for the improvement of the Upper Carboniferous time scale.- *Chem. Geol.*, **59**: 143-154; Amsterdam.
- HESS, J.C. & LIPPOLT, H.J. (1988): Subsidenz und Sedimentation im Saar-Nahe-Becken - Die Entwicklung eines Molassetrogs im Lichte isotopischer Altersdaten.- *Nachr. Dt. Geol. Ges.*, **39**: 26-27; Hannover.
- HOLLERBACH, A. (1985): *Grundlagen der organischen Geochemie*.- 190 S.; Berlin (Springer).

-
- HOOD, A., GUTJAHN, C.M. & PEACOCK, R.L. (1975): Organic metamorphism and the generation of petroleum.- AAPG Bull., **59**: 986-996; Tulsa.
- HÜCKEL, B. & KAPPELMEYER, O. (1966): Geothermische Untersuchungen im Saarkarbon.- Z. dt. geol. Ges., **117**: 280-311; Hannover.
- HUTTON, A.C. & COOK, A.C. (1980): Influence of alginite on the reflectance of vitrinite from Joadja, NSW, and some other coals and oil shales containing alginite.- Fuel, **59**: 711-714; Oxford.
- JORDAN, F.-J. & KOCH, E. (1984): Neue seismische und strukturelle Ergebnisse zur Geologie des Saar-Nahe-Gebietes.- Erdöl-Erdgas, **100**: 222-228; Hamburg.
- JOSTEN, K.H. (1956): Die Kohlen im Pfälzer Bergland.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 300-327; Wiesbaden.
- KALTWANG, H.-J. (1990): Methanausgasungen im Bereich der saarländischen Steinkohlenlagerstätten.- Das Markscheidewesen, **97**: 460-462; Essen.
- KARG, H. (1998): Numerische Simulation der thermischen Geschichte, Subsidenz und Erosion des westlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges, des Ruhrbeckens und des Paläozoikums der Niederrheinischen Bucht.- Ber. Forschungszentrum Jülich, **3618**: 456; Jülich.
- KELCH, H.-J. & REIBLE, P. (1976): Beschreibung der Spülproben und Kerne der Bohrung Saar 1.- Geol. Jb., **A 27**: 29-89; Hannover.
- KIEFER, E. (1993): Modellierung von Sedimentationsraten.- Die Geowissenschaften, **11**: 231-245; Berlin.
- KNEUPER, G. (1976): Regionalgeologische Folgerungen aus der Bohrung Saar 1.- Geol. Jb., **A 27**: 49-510; Hannover.
- KÖNIGER, R. S., LORENZ, V., STOLLHOFEN, H. & ARMSTRONG, R.A. (2002): Origin, age, and stratigraphic significance of distal ash tuffs from the Carboniferous-Permian continental Saar-Nahe Basin (SW-Germany).- Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), **91**, 341-356, Stuttgart.
- KONZAN, H.P. (1973): Das Westfal C/D im Saarland.- Beihefte zur Geologischen Landesaufnahme des Saarlandes, **4**: 100; Saarbrücken.
- KORSCH, R.J. & SCHÄFER, A. (1991): Geological interpretation of DECORP deep seismic reflection profiles 1C and 9N across the Variscan Saar-Nahe Basin, southwest Germany.- Tectonophysics, **191**: 127-146; Amsterdam.

- KORSCH, R.J. & SCHÄFER, A. (1995): The Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin, south-west Germany and north-east France: basin formation and deformation in a strike-slip regime.- Geol. Rundsch., **84**: 293-318; Berlin.
- KRAMPE, M. (1994): Organisch-petrographische und organisch-geochemische Untersuchungen von lakustrinen Sedimenten im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens.- Diplomarbeit Ruhr Universität Bochum: 62 S.; Bochum.
- KROOSS, B., LITKE, R., FRIELINGS DORF, J., SCHWOCHAU, K. & IDIZ, E.F. (1995): Generation of nitrogen and methane from sedimentary organic matter: implications on the dynamics of natural gas accumulations.- In: RICE, D. & SCHOELL, M. (eds.): Sources of natural gas, 291-318.
- LARTER, S. (1989): Chemical models of vitrinite reflectance evolution.- Geol. Rundsch., **78**: 349-359; Stuttgart.
- LEISCHNER, K. (1994): Kalibration simulierter Temperaturgeschichten von Gesteinen mit organischen Reifeparametern und anorganischen Temperaturindikatioren.- Ber. Kernforschungsanlage Jülich, **2909**: 1-309; Jülich.
- LEYTHAEUSER, D. & WELTE, D.H. (1969): Relation between distribution of heavy n-paraffins and coalification in Carboniferous coals from the Saar District, Germany.- In: SCHENK, P.A. & HAVENAAR, J. (eds.): Advances in organic geochemistry 1968, 429-442; Oxford.
- LIPPOLT, H.J. & HESS, J.C. (1989): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegend volcanism. III. Synthesis of results and geological implications.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **1989**: 553-559; Stuttgart.
- LIPPOLT, H.J. & HESS, J.C. (1996): Numerische Stratigraphie permokarbonischer Vulkanite Zentraleuropas. Teil II: Westharz.- Z. dt. geol. Ges., **147**: 1-9; Stuttgart.
- LIPPOLT, H.J., HESS, J.C. & BURGER, K. (1984): Isotopische Alter von pyroklastischen Sanidinen aus Kaolin-Kohleentonsteinen als Korrelationsmarken für das mitteleuropäische Oberkarbon.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 119-150; Krefeld.
- LIPPOLT, H.J., HESS, J.C., RACZEK, I. & VENZLAFF, V. (1989): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegende volcanism. II. Rb-Sr investigations.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **1989**: 539-552; Stuttgart.
- LIPPOLT, H.J., KIRSCH, H. & PLEIN, E. (1990): Karbonische und permische Vulkanite aus dem Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens: Art, Altersbestimmung und Konsequenz.- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **72**: 227-242; Stuttgart.

-
- LITTKE, R. (1993): Deposition, diagenesis, and weathering of organic matter-rich sediments.- Lecture Notes in Earth Sciences, **47**: 219; Berlin.
- LITTKE, R., BÜKER, C., HERTLE, M., KARG, H., STROETMANN-HEINEN, V. & ONCKEN, O. (2000): Heat flow evolution, subsidence and erosion in the Rheno-Hercynian orogenic wedge of central Europe.- In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (eds.): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscian Belt, 231-255; London.
- LITTKE, R., BÜKER, C., LÜCKGE, A., SACHSENHOFER, R.F. & WELTE, D.H. (1994): A new evaluation of paleo-heat flows and eroded thicknesses for the Carboniferous Ruhr basin, western Germany.- Int. J. Coal Geol., **26**: 155-183; Amsterdam.
- LITTKE, R., SACHSENHOFER, R., HANTSCHHEL, T. & WYGRALA, B. (1993): Absenkungsgeschichte und Kohlenwasserstoffbildung im Oberkarbon des westlichen Emslandes - Eine Simulationsstudie.- DGMK Forschungsbericht, **459-2**: 114; Hamburg.
- LO, H.B. (1993): Correction criteria for the suppression of vitrinite reflectance in hydrogen-rich kerogens: preliminary guidelines.- Org. Geochem., **20**: 653-657; Oxford.
- LO, H.B., WILKINS, R.W.T., ELLACOTT, M.V. & BUCKINGHAM, C.P. (1997): Assessing the maturity of coals and other rocks from North America using fluorescence alteration of multiple macerals (FAMM) technique.- Int. J. Coal Geol., **33**: 61-71; Amsterdam.
- LOPATIN, N.V. (1971): Temperatur und Zeit als Faktoren der Inkohlung.- Akad. Nauk. SSSR Izv. Ser. Geol., **3**: 95-106; Moskva.
- MAGOON, L.B. & DOW, W.G. (1994): The petroleum system.- In: MAGOON, L.B. & DOW, W.G. (eds.): The petroleum System - from source to trap, 3-24; Tulsa.
- McKENZIE (1981): The variation of temperature with time and hydrocarbon maturation in sedimentary basins formed by extension.- Earth Planet. Sci. Let., **55**: 87-98; Amsterdam.
- McKENZIE, D. (1978): Some remarks on the developement of sedimentary basins.- Earth Planet. Sci. Let., **40**: 25-32; Amsterdam.
- MENNING, M. (1993): A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis.- In: SCHOLLE, P.A., PERYT, T.M. & ULMER-SCHOLLE, D.S. (eds.): The Permian of Northern Pangea, 77-97; Berlin.
- MERTZ, D.F., LIPPOLT, H.J. & MÜLLER, G. (1986): Isotopengeochemische (K-Ar, Ar⁴⁰/Ar³⁹, Rb-Sr, Sr⁸⁷/Sr⁸⁶) und mineralogische Untersuchungen zur zeitlichen und genetischen Stellung postvariszischer Mineralisationen im Raum Saar-Nahe-Pfalz.- Fortschr. Min. Beih., **64**: 116; Stuttgart.

- MERTZ, D.F., LIPPOLT, H.J. & MÜLLER, G. (1990): Isotope dating of adularian-bearing epigenetic mineralizations: I. Saar-Nahe region / Southwest Germany.- *Eur. J. Mineral.*, **2**: 89-102; Stuttgart.
- MIDTTOEMME, K. & ROALDSET, E. (1999): Thermal conductivity of sedimentary rocks: uncertainties in measurement and modelling.- In: APLIN, A.C., FLEET, A.J. & MACQUAKER, J.H.S. (eds.): *Muds and mudstones*, 45-60; London.
- MUKHOPADHYAY, P.K. & DOW, W.G. [eds.] (1994): Vitrinite reflectance as a maturity parameter. Applications and limitations.- *ACS Symposium Series*, **570**, 294 S.; Washington (American Chemical Society).
- MÜLLER, E., KONZAN, H.P., MIHM, A. & ENGEL, H. (1989): Erläuterungen zur geologischen Karte des Saarlandes.- 46 S.; Saarbrücken (Geologisches Landesamt des Saarlandes).
- MÜLLER, G. (1984): Mineralisation im Raum Saar-Nahe-Pfalz (Paragenesen und Abfolgen).- In: E.V., G.G.D.M.U.B. (ed.): *Postvaristische Gangmineralisation in Mitteleuropa*, 115-126; Weinheim.
- MÜLLER, H. (1996): Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben.- *Geol. Abh. Hessen*, **99**: 85-105; Wiesbaden.
- MURCHISON, D.G., PEARSON, J. & RAYMOND, A.C. (1991): Anomalies in vitrinite reflectance gradients.- *Bull. Soc. geol. France*, **162**: 183-191; Paris.
- NAESER, N.D. (1993): Apatite fission-track analysis in sedimentary basins - a critical appraisal.- In: DORÉ, A.G., AUGUSTSON, J.H., HERMANN, C., STEWARD, D.J. & SYLTA, Ø. (eds.): *Basin modelling: Advances and applications*, 147-160; Amsterdam.
- NEUNZERT, G.H., GAUP, R. & LITKE, R. (1996): Absenkungs- und Temperaturgeschichte paläozoischer und mesozoischer Formationen im Nordwestdeutschen Becken.- *Z. dt. geol. Ges.*, **147**: 183-208; Stuttgart.
- NIELSEN, S.B. (1996): Sensitivity analysis in thermal and maturity modelling.
- ONCKEN, O. (1997): Transformation of a magnetic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise).- *Geol. Rundsch.*, **86**: 2-20; Berlin.
- PAPROTH, E. (1976): Paläontologischer Inhalt und stratigraphische Deutung der erbohrten Schichten - Erläuterung der biostratigraphischen Bestimmungen an Proben aus der Tiefbohrung Saar 1 und Versuch einer paläogeographischen Deutung.- *Geol. Jb.*, **A 27**: 393-398; Hannover.

-
- PETMECKY, S., MEIER, L., REISER, H. & LITTKE, R. (1999): High thermal maturity in the Lower Saxony Basin: intrusion or deep burial? - *Tectonophysics*, **304**: 317-344; Amsterdam.
- PICKEL, W. & GÖTZ, G.K.E. (1991): Investigations on the petroleum generation potential of bituminous coals from the Saar region. - *Org. Geochem.*, **17**: 695-704; Oxford.
- PLATEN VON, H. & HOFMEISTER, W. (1993): Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Beckens, SW-Deutschland. - *Chem. Erde*, **53**: 93-132; Jena.
- PODDIG, K. (1999): Temperturgeschichte spätpaläozoischer Sedimentgesteine der Bohrungen Habach 1, Olm 1 und Hohlenstein 1 im Saar-Nahe-Becken. - Diplomarbeit Ruh-Universität Bochum: 111 S.; Bochum.
- POELCHAU, H.S., BAKER, D.R., HANTSCHER, T., HORSFIELD, B. & WYGRALA, B. (1997): Basin simulation and the design of the conceptual basin model. - In: WELTE, D.H., HORSFIELD, B. & BAKER, D.R. (eds.): *Petroleum and basin evolution*, 3-70; Berlin.
- POLLACK, H.N. & CERONE, K.R. (1994): Anomalous thermal maturities caused by carbonaceous sediments. - *Basin Research*, **6**: 47-51; Oxford.
- PRANGE, C.M. (1989): Untersuchungen von Saarkohlen zur Charakterisierung des technologischen Verhaltens anhand kohlenpetrographischer, physikalischer und geochemischer Methoden unter besonderer Berücksichtigung der Fluoreszenzmikroskopie. - Dissertation RWTH Aachen: 190 S.; Aachen.
- PRIBNOW, D. (1994): Ein Vergleich von Bestimmungsmethoden der Wärmeleitfähigkeit unter Berücksichtigung von Gesteinsgefügen und Anisotropie. - *Fortschrittberichte VDI Reihe 19*, **17**: 118; Düsseldorf.
- PRUVOST, P. (1934): Bassin houiller de la Sarre et de Lorraine, 3: Description géologique. - *Études Gites Minéraux de la France*, 174; Lille.
- PÜTTMANN, W., WOLF, M. & WOLFF-FISCHER, E. (1985): Chemical characteristics of liptinite macerals in humic and sapropelitic coals. - *Org. Geochem.*, **10**: 625-632; Oxford.
- RADKE, M. & WELTE, D.H. (1983): The methylphenanthrene index (MPI): a maturity parameter based on aromatic hydrocarbons. - In: BJØRØY, M.E.A. (ed.): *Advances in organic geochemistry 1981*, 504-512; Chichester.
- RADKE, M., WILLSCH, H., LEYTHAEUSER, D. & TEICHMÜLLER, M. (1982): Aromatic components of coal: relation of distribution pattern to rank. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 1831-1848; London.
- ROBERT, P. (1988): *Organic metamorphism and geothermal history*. - 311 S.; Dordrecht (D. Reidel).

- ROBERT, P. (1989): The thermal setting of Carboniferous basins in relation to the Variscan orogeny in Central and Western Europe.- *Int. J. Coal Geol.*, **13**: 171-206; Amsterdam.
- RODRIGUEZ, J. & LITCKE, R. (2001): Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge Basin, Argentina: A basin modelling study.- *Mar. Petrol. Geol.*, **18**: 995-1028; Amsterdam.
- ROUZAUD, J.-N., GUECHCHATI, N., KISTER, J. & CONRAD, J. (1991): Structural characterization of coalification: example of Gironville borehole.- *Bull. Soc. geol. France*, **162**: 201-209; Paris.
- SACHSENHOFER, R.F. & LITCKE, R. (1993): Vergleich und Bewertung verschiedener Methoden zur Berechnung der Vitrinitreflexion am Beispiel von Bohrungen im Steirischen Tertiärbecken.- *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1992**: 597-610; Stuttgart.
- SCHÄFER, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken.- *Mainzer geowiss. Mitt.*, **15**: 239-365; Mainz.
- SCHÄFER, A. (1989): Variscan molasse in the Saar-Nahe Basin (W-Germany), Upper Carboniferous and Lower Permian.- *Geol. Rundsch.*, **78**: 499-524; Stuttgart.
- SCHÄFER, A. & KORSCH, R.J. (1998): Formation and sediment fill of the Saar-Nahe Basin (Permo-Carboniferous, Germany).- *Z. dt. geol. Ges.*, **149**: 233-269; Stuttgart.
- SCHÄFER, A., RAST, U. & STAMM, R. (1990): Lacustrine paper shales in the Permocarboniferous Saar-Nahe Basin (West Germany) -- depositional environment and chemical characterization.- In: HELING, D., ROTHE, P., FÖRSTENER, U. & STOFFERS, P. (eds.): *Sediments and environmental geochemistry. Selected aspects and case histories*, 220-238; Heidelberg.
- SCHÄFER, A. & STAMM, R. (1989): Lakustrine Sedimente im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens.- *Z. dt. geol. Ges.*, **140**: 259-276; Hannover.
- SCHÄFER, A. & STAPF, K.R.G. (1978): Permian Saar-Nahe Basin and recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates.- *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, **2**: 83-107.
- SCHENK, H.J., WITTE, E.G., LITCKE, R. & SCHWOCHAU, K. (1990): Structural modifications of vitrinite and alginite concentrates during pyrolytic maturation at different heating rates.- *Org. Geochem.*, **16**: 943-950; Oxford.
- SCHERZER, T. (1986): Biogeochemisch-fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen am Tonstein 4 und Schichtenabschnitt zwischen Tonstein 4 und Tonstein 3 im Saarkarbon.- *Dissertation Universität Würzburg*: 268 S.; Würzburg.
- SCHNEIDER, E. (1964): Reflexionsmessungen an Vitriniten und Kutiniten einiger Saarkohlenflöze.- *Ann. Univ. Sarav.*, **4**: 30-40; Berlin.

- SCHNEIDER, E. (1968): Beiträge zur Petrographie der Flammkohle (Westfal D) im Nordostteil des Saarbrücker Sattels.- Ann. Univ. Sarav., **6**: 43-96; Berlin.
- SOMMERMANN, A. (1993): Zirkonalter aus dem Granit der Bohrung Saar 1.- Beihefte zum European Journal of Mineralogy, **5**: 145.
- STACH, E., MACKOWSKY, M.-T., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R. (1982): Stach's Textbook of Coal Petrology.- 535 S.; Stuttgart (Borntraeger).
- STAPF, K.R.G. (1982): Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Ober-Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell.- Mitt. Pollichia, **70**: 7-64; Bad Dürkheim.
- STAPF, K.R.G. (1989): Biogene fluvio-lakustrine Sedimentation im Rotliegend des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland).- Facies, **20**: 169-198; Erlangen.
- STAPF, K.R.G. (1990): Einführung lithostratigraphischer Formationsnamen im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland).- Mitt. Pollichia, **77**: 111-124; Bad Dürkheim.
- STAPF, K.R.G. (1990): Fazies und Verbreitung lakustriner Systeme im Rotliegenden des Saar-Nahe Beckens (SW-Deutschland).- Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 213-234; Mainz.
- STEFFENS, K.J. (1989): Kohlenpetrographische und organisch-geochemische Untersuchungen an Saarkohlen aus dem Stefan B unter besonderer Berücksichtigung der Erkennung von Verwitterungserscheinungen.- Diplomarbeit RWTH Aachen: 113 S.; Aachen.
- STOLLHOFEN, H. (1994): Vulkanitklastika und Siliziklastika des basalen Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland): Terminologie und Ablagerungsprozess.- Mainzer geowiss. Mitt., **23**: 95-138; Mainz.
- STOLLHOFEN, H. (1998): Facies architecture variation and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW-Germany): evidence for extension-related transfer fault activity.- Sed. Geol., **119**: 47-83; Amsterdam.
- SUZUKI, N., MATSUBASHI, H. & WAPLES, D.W. (1993): A simpler kinetic model of vitrinite reflectance.- AAPG Bull., **77**: 1502-1508; Tulsa.
- SWEENEY, J.J. & BURNHAM, A.K. (1990): Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics.- AAPG Bull., **74**: 1559-1570; Tulsa.
- TAYLOR, G.H., TEICHMÜLLER, M., DAVIS, A., DIESSEL, C.F.K., LITKE, R. & ROBERT, P. (1998): Organic Petrology.- 704 S.; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1966): Die Inkohlung im saar-lothringer Karbon, verglichen mit der im Ruhrkarbon.- Z. dt. geol. Ges., **117**: 243-279; Hannover.

- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & LORENZ, V. (1983): Inkohlung und Inkohlungsgradienten im Permokarbon der Saar-Nahe-Senke.- *Z. dt. geol. Ges.*, **134**: 153-210; Hannover.
- TILLY-BALZ, L. (1987): Mikroskopische und chemische Untersuchungen an Saarkohlen unter besonderer Berücksichtigung des Reflexionsvermögens und der Fluoreszenzintensität der Exinite.- Dissertation Universität des Saarlandes: 141 S.; Saarbrücken.
- TILLY-BALZ, L. (1988): Fluoreszenz und Reflexion der Exinite als Inkohlungsparameter des Saarkarbons.- *Documenta Naturae*, **44**: 31-44; München.
- TILLY-BALZ, L. (1989): Liptinit-Fluoreszenz von Saarkohlen.- *Mit. Wis. Tech.*, **9**: 167-170; Wetzlar.
- TISSOT, B. & WELTE, D.H. (1984): *Petroleum formation and occurrence*.- 699 S.; Berlin (Springer).
- UNGERER, P., BESSIS, F., CHENET, P.Y., NOGARET, E., CHIARELLI, A., OUDIN, J.L. & PERRIN, J.F. (1984): Geological and geochemical models in oil exploration; principles and practical examples.- *AAPG Mem.*, **35**: 53-77; Tulsa.
- UNGERER, P., BURRUS, J., DOLIGEZ, B., CHÉNET, P.Y. & BESSIS, F. (1990): Basin evaluation by integrated two-dimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration.- *AAPG Bull.*, **74**: 309-335; Tulsa.
- UNGERER, P., ESPITALIÉ, J., MARQUIS, F. & DURAND, B. (1986): Use of kinetic models of organic matter evolution for reconstruction of paleotemperatures.- In: BURRUS, J. (ed.): *Thermal modeling in sedimentary basins*, 531-546; Paris.
- VASSEUR, G., BRIGAUD, F. & DEMONGODIN, L. (1995): Thermal conductivity estimation in sedimentary basins.- *Tectonophysics*, **244**: 167-174; Amsterdam.
- VEIT, E. (1976): Geophysik und Bau des Untergrundes des Saarbrücker Hauptsattels.- *Geol. Jb.*, **A 27**: 409-428; Hannover.
- VLIEX, M. (1994): Kohlenpetrographische und organisch-geochemische Untersuchungen an Kohlen und Sedimentgesteinen des Saar-Nahe-Beckens - Ein Beitrag über die Bedeutung geochemischer Fossilien als Anzeiger für Veränderungen der Flora zwischen dem Westfal C und dem Unterrotliegenden.- Dissertation RWTH Aachen: 224 S.; Aachen.
- VLIEX, M., HAGEMANN, H.W. & PÜTTMANN, W. (1994): Aromatized arborane/fernane hydrocarbons as molecular indicators of floral changes in Upper Carboniferous/Lower Permian strata of the Saar-Nahe Basin, southwestern Germany.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**: 4689-4702; Oxford.

-
- VLIEX, M., HAGEMANN, H.W. & PÜTTMANN, W. (1995): Rekonstruktion des Florensprungs an der Westfal/Stefan-Grenze im Saar-Nahe-Becken über die Analytik von Biomarkern.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **197**: 225-251; Stuttgart.
- WAGNER, G.A. & VAN DEN HAUTE, P. (1992): Fission-Track dating.- 285 S.; Stuttgart (Enke).
- WAGNER, R.H. & ALVAREZ-VÁZQUEZ, C. (1991): Floral characterisation and biozones of the Westphalian D Stage in NW Spain.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **183**: 171-202; Stuttgart.
- WALTER, H.W. (1984): Alter, Genese und wirtschaftliche Bedeutung der postvariszischen Gangmineralisation in Mitteleuropa - eine Einführung.- In: GEMB GES. DT. METALLHÜTTEN- U. BERGLEUTE E.V (ed.): Postvaristische Gangmineralisation in Europa, 1-12; Weinheim.
- WAPLES, D.W. (1980): Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration.- AAPG Bull., **64**: 916-926; Tulsa.
- WAPLES, D.W., KAMATA, H. & SUIZU, M. (1992a): The art of maturity modeling. Part 1: Finding a satisfactory geologic model.- AAPG Bull., **76**: 31-46; Tulsa.
- WAPLES, D.W., SUIZU, M. & KAMATA, H. (1992b): The art of modeling. Part 2: Alternative models and sensitivity analysis.- AAPG Mem., **76**: 47-66; Tulsa.
- WEBER, K. (1975): Beziehungen zwischen der Porosität der Westfalsandsteine und der paläogeographischen und tektonischen Entwicklung des Saarkarbons.- Septième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, **4**: 355-373; Krefeld.
- WEHNER, H., DAMBERGER, H., LEYTHAEUSER, D. & WELTE, D.H. (1976): Organisch-geochemische Untersuchungen an Kohlen, Gesteinen und Restgasen aus der Bohrung Saar 1.- Geol. Jb., **A 27**: 455-488; Hannover.
- WELTE, D.H. (1972): Petroleum exploration and organic geochemistry.- J. Geochem. Explor., **1**: 117-136.
- WELTE, D.H. & YALCIN, M.N. (1988): Basin modelling - A new comprehensive method in petroleum geology.- Org. Geochem., **13**: 141-151; Oxford.
- WELTE, D.H. & YÜKLER, A. (1981): Petroleum origin and accumulation in basin evolution.- AAPG Bull., **65**: 1387-1396; Tulsa.
- WILKINS, R.W.T., WILMSHURST, J.R., HLADKY, G., ELLACOTT, M. & BUCKINGHAM, C.P. (1995): Should fluorescence alteration replace vitrinite reflectance as major tool for thermal maturity determination in oil exploration?- Org. Geochem., **22**: 191-209; Oxford.
- WOLF, M. (1988): Torf und Kohle.- In: FÜCHTBAUER, H. (ed.): Sedimente und Sedimentgesteine, 683-730; Stuttgart.

- WOLF, M. & WOLFF-FISCHER, E. (1984): Alginite in Humuskohlen karbonischen Alters und sein Einfluß auf die optischen Eigenschaften des begleitenden Vitrinites.- Glückauf-Forschungsh., **45**: 243-246; Essen.
- WURSTER, P. (1968): Paläogeographie der deutschen Trias und paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland.- *Eclogae. geol. Helv.*, **61**: 157-166; Basel.
- WYGRALA, B.P. (1989): Integrated study of an oil field in the southern Po basin, Northern Italy.- *Ber. Kernforschungsanlage Jülich*, **2313**: 1-217; Jülich.
- YAHY, N., SCHAEFER, R.G. & LITCKE, R. (2001): Petroleum generation and accumulation in the Berkine basin, eastern Algeria.- *AAPG Bull.*, **85**: 1439-1467; Tulsa.
- YALCIN, N.M., LITCKE, R. & SACHSENHOFER, R.F. (1997): Thermal history of sedimentary basins.- In: WELTE, D.H., HORSFIELD, B. & BAKER, D.R. (eds.): *Petroleum and basin evolution*, 71-167; Berlin.
- YAMAJI, A. (1986): Analysis of vitrinite reflectance - burial depth relations in dynamic geological settings by the direct integration method.- *J. Japan. Assoc. Petrol. Technol.*, **51**: 198-204; Tokyo.
- ZHOU, Y. & LITCKE, R. (1999): Numerical simulation of the thermal maturation, oil generation and migration in the Songliao Basin, Northeastern China.- *Mar. Petrol. Geol.*, **16**: 771-792;
- ZIEGLER, P.A. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe*.- 130 S.; The Hague (Shell Internationale Petroleum Maatschappi B.V.).
- ZIEGLER, P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe 1990* (second and completely revised edition).- 239 S.; The Hague (Shell Internationale Petroleum Maatschappi B.V.).

14 Anhang

A Organische Geochemie

$$ISO\ 1 = \frac{Pristan}{n - C_{17}}$$

$$ISO\ 2 = \frac{Phytan}{n - C_{18}}$$

$$ISO\ 3 = \frac{Pristan}{Phytan}$$

$$CPI\ 1 = 2 \cdot \frac{nC_{25} + nC_{27} + nC_{29} + nC_{31} + nC_{33}}{nC_{24} + 2 \cdot (nC_{26} + nC_{28} + nC_{30} + nC_{32}) + nC_{34}}$$

$$CPI\ 2 = 2 \cdot \frac{nC_{27}}{nC_{26} + nC_{28}}$$

$$CPI\ 3 = 2 \cdot \frac{nC_{27} + nC_{29}}{nC_{26} + 2 \cdot nC_{28} + nC_{30}}$$

$$CPI\ 4 = 2 \cdot \frac{nC_{29}}{nC_{28} + nC_{30}}$$

$$CPI\ 5 = 2 \cdot \frac{nC_{25} + nC_{27} + nC_{29} + nC_{31}}{nC_{24} + 2 \cdot (nC_{26} + nC_{28} + nC_{30}) + nC_{32}}$$

$$LHCPI = \frac{nC_{17} + nC_{18} + nC_{19}}{nC_{27} + nC_{28} + nC_{29}}$$

B Rock-Eval Pyrolyse

Bohrung	Tiefe [m]	Tmax [°C]	HI [mg/gTOC]	OI [mg/gTOC]	VRr [%]
Bilsdorf	693	435	142	10	0.66
	885	438	66	4	-
	915	435	158	6	-
Fröhn	368	427	134	12	0.76
	455	436	55	7	0.80
	507	444	84	10	0.90
	589	431	188	8	0.86
	600	431	202	9	0.88
	661	431	230	6	0.92
	733	430	210	7	0.90
	810	454	107	8	0.92
	Habach	0	429	144	8
770		430	202	9	0.81
1352		454	29	1	1.00
1548		444	232	4	1.05
1613		458	44	21	1.08
1651		448	231	4	1.08
1800		451	208	4	1.16
Landstuhl 1		2147	508	48	11
Monzingen 1	435	481	52	5	0.99
Monzingen 1	711	409	335	58	-
Odernheim 1	47	437	55	25	0.60
Olm 1	2535	519	7	20	1.92
	2741	541	11	47	2.01
	2894	540	11	62	2.21
Saarwellingen-Hoxberg	391	466	21	9	0.64
	830	432	156	8	0.74
	830	456	85	11	0.80
	1128	432	273	6	0.77
	1128	434	235	4	0.76
	1256	441	205	3	0.86
	1256	435	257	5	0.79
	1258	436	195	6	0.79
	1258	436	273	5	0.81
	1407	437	226	4	0.79
	1417	438	246	3	0.85
	1417	437	258	3	0.81
St. Wendel 1	450	439	26	64	0.78
	641	439	29	20	0.78
	740	445	243	12	0.90
Stennweiler 1	289	425	156	13	0.73
	304	429	143	12	0.84
Uchtelfangen	346	437	120	6	0.68
	492	515	8	4	-
	763	431	213	6	0.87
	893	433	209	5	0.84

Bohrung	Tiefe [m]	Tmax [°C]	HI [mg/gTOC]	OI [mg/gTOC]	VRr [%]
Urexweiler	743	430	200	6	0.74
	1469	443	233	5	0.90
	1469	438	164	3	0.91
	1469	439	213	4	0.89
	1470	446	161	4	0.89
	1583	446	208	3	0.88

	Rechtswert	Hochwert	Tiefe [m]	Tmax [°C]	HI [mg/gTOC]	OI [mg/gTOC]	VRr [%]
Oberflächenwerte	2564425	5472350	0	430	275	18	0.66
Oberflächenwerte	2568100	5468725	0	430	245	5	0.72
Oberflächenwerte	2568100	5468725	0	436	231	6	0.78
Oberflächenwerte	2570725	5466825	0	427	381	7	0.73
Oberflächenwerte	2565300	5464250	0	429	210	16	0.89
Oberflächenwerte	2569150	5465550	0	425	177	12	0.76
Oberflächenwerte	2573750	5465825	0	431	83	80	0.51
Oberflächenwerte	2573750	5465825	0	430	134	12	0.68
Oberflächenwerte	2574125	5466500	0	428	276	8	0.72
Oberflächenwerte	Simmertal	x	0	436	10	72	0.73

C Vitrinitreflexion (eigene Messungen)

Bohrung	Tiefe [m]	VRr [%]	Std.Abw. [%]				
Aspenhübel	1328,0	0,93	0,03		1548,0	1,05	0,04
	1433,0	1,03	0,06		1613,0	1,08	0,04
	1515,0	0,99	0,05		1651,0	1,08	0,04
	1551,0	0,91	0,05		1800,0	1,16	0,04
Bilsdorf	693,0	0,66	0,04				
Emmersweiler 2	497,0	0,69	0,02	Hohlenstein 1	79,0	0,82	0,06
	719,0	0,80	0,02		159,0	0,76	0,03
	896,0	0,82	0,03		296,0	0,83	0,02
	1018,0	0,77	0,03		400,0	1,11	0,04
	1079,0	0,84	0,05		499,0	0,88	0,03
	1589,0	0,94	0,03		708,0	0,90	0,04
	1642,0	0,95	0,02		804,0	0,96	0,02
	1671,0	1,02	0,03		971,0	1,05	0,05
1718,0	1,03	0,03	1052,0	1,09	0,03		
Fröhn	368,0	0,78	0,03	1122,0	1,18	0,02	
	455,0	0,80	0,02	1242,0	1,24	0,04	
	507,0	0,90	0,04	1333,0	1,24	0,04	
	589,0	0,86	0,03	1417,0	1,31	0,04	
	600,0	0,88	0,04	1563,0	1,47	0,04	
	661,0	0,92	0,02	1606,0	1,49	0,12	
	733,0	0,90	0,05				
	810,0	0,92	0,03	Homburg 1	40,0	0,90	0,06
Fürstenhausen-Ost	41,0	0,64	0,04	Hüttigweiler	207,6	0,77	0,03
	123,0	0,66	0,03		726,0	0,68	0,04
	149,0	0,67	0,04		741,0	0,79	0,05
	242,0	0,76	0,03		825,5	0,72	0,04
	353,0	0,81	0,06	857,0	0,75	0,04	
	459,0	0,78	0,02	865,0	0,82	0,04	
	584,0	0,81	0,03	1018,0	0,83	0,04	
	685,0	0,85	0,02	Landstuhl 1	2147,0	1,44	0,16
	768,0	0,88	0,03	Lauterbach	1075,0	0,89	0,04
	806,0	0,87	0,04		1161,0	0,89	0,05
906,0	0,97	0,06	1265,0		1,01	0,06	
1059,0	1,05	0,04	1314,0		1,01	0,05	
1242,0	1,15	0,03	Lauterbach-Ost	627,0	0,75	0,03	
1330,0	1,17	0,04		713,0	0,78	0,05	
Fürstenhausen-Völklingen	27,0	0,75		0,04	783,0	0,85	0,06
	130,0	0,70		0,03	905,0	0,73	0,05
	325,0	0,74		0,03	972,0	0,81	0,04
	350,0	0,82		0,03	1031,0	0,91	0,05
	556,0	0,80		0,06	1090,0	0,85	0,04
	791,0	0,92		0,04	1150,0	0,84	0,03
	882,0	0,92		0,03	1180,0	0,88	0,03
	994,0	0,93		0,03	1218,0	0,92	0,04
	1102,0	0,99	0,04	1258,0	0,99	0,02	
	1219,0	1,03	0,04	1349,0	1,08	0,03	
1250,0	1,15	0,04	1380,0	0,84	0,03		
Habach	0,0	0,63	0,03	1384,3	0,91	0,02	
	770,0	0,81	0,03	1405,0	1,03	0,03	
	1352,0	1,00	0,02	1433,0	0,95	0,05	
				Monzingen 1	435,0	0,99	0,09
				Münsterappel 1	28,0	0,58	0,05
					82,0	0,58	0,06
					110,0	0,80	0,07

	115,0	0,74	0,06				
	135,0	0,78	0,07				
	140,0	0,77	0,08				
	164,0	0,90	0,05				
	188,0	0,87	0,02				
	194,0	0,84	0,08				
	223,0	0,85	n.d.				
	230,0	0,93	n.d.				
Niedersalbach	440,0	0,84	0,03				
	578,0	0,86	0,04				
	725,0	0,89	0,02				
Odernheim 1	47,0	0,60	0,03				
Olm 1	1724,2	1,42	0,13				
	2256,0	1,63	0,21				
	2535,0	1,92	0,08				
	2535,0	1,89	0,21				
	2740,5	2,01	0,15				
	2893,5	2,21	0,10				
	2893,5	2,40	0,30				
Primsweiler 1	936,0	0,77	0,05				
	1462,0	0,85	0,04				
	1768,0	1,01	0,03				
Raumberg 1	61,0	0,86	0,02				
Saarwellingen-Hoxberg	390,5	0,64	0,02				
	830,0	0,74	0,02				
	830,2	0,80	0,06				
	1128,0	0,77	0,03				
	1128,1	0,76	0,04				
	1256,0	0,86	0,02				
	1256,0	0,79	0,03				
	1258,0	0,79	0,05				
	1258,0	0,81	0,03				
	1407,0	0,79	0,03				
	1417,0	0,85	0,03				
	1417,0	0,81	0,04				
Simmertal	0,0	0,73	0,07				
St. Wendel 1	450,0	0,78	0,06				
	641,0	0,78	0,03				
	740,0	0,90	0,11				
					1213,0	1,20	0,07
				Stennweiler 1	289,0	0,73	0,06
					304,0	0,84	0,04
					389,0	0,81	0,04
					472,0	0,72	0,05
					660,0	0,76	0,03
					715,0	0,80	0,06
					881,0	0,92	0,03
					906,0	0,90	0,03
					990,0	0,87	0,03
					1031,0	0,91	0,06
					1232,0	0,87	0,03
					1341,0	1,03	0,04
					1385,0	1,02	0,05
				Uchtelfangen	346,0	0,68	0,02
					763,0	0,87	0,03
					893,0	0,84	0,03
				Urexweiler	742,5	0,74	0,05
					1468,5	0,90	0,03
					1468,5	0,91	0,05
					1469,3	0,89	0,04
					1469,3	0,86	0,05
					1469,5	0,89	0,05
					1582,5	0,88	0,04
				Wiesbach	479,0	1,48	0,08
					593,0	1,01	0,07
					676,0	0,75	0,06
					1052,0	0,74	0,02
					1235,0	0,85	0,03
					1363,0	0,84	0,03
				Ziehwald	145,0	0,66	0,04
					178,0	0,65	0,05
					247,0	0,72	0,04
					319,0	0,75	0,06
					441,0	0,77	0,03
					510,0	0,81	0,05
					603,0	0,97	0,04
					703,0	0,98	0,05
					812,0	1,05	0,06

	Rechtswert	Hochwert	Tiefe	Tmax	HI	OI	VRr
			[m]	[°C]	[mg/gTOC]	[mg/gTOC]	[%]
Oberflächenwerte	2564425	5472350	0	430	275	18	0,66
Oberflächenwerte	2568100	5468725	0	430	245	5	0,72
Oberflächenwerte	2568100	5468725	0	436	231	6	0,78
Oberflächenwerte	2570725	5466825	0	427	381	7	0,73
Oberflächenwerte	2565300	5464250	0	429	210	16	0,89
Oberflächenwerte	2569150	5465550	0	425	177	12	0,76
Oberflächenwerte	2573750	5465825	0	431	83	80	0,51
Oberflächenwerte	2573750	5465825	0	430	134	12	0,68
Oberflächenwerte	2574125	5466500	0	428	276	8	0,72
Oberflächenwerte	Simmertal	x	0	436	10	72	0,73

D Vitrinitreflexion (TEICHMÜLLER et al. 1983)

Bohrung	Tiefe	VRr		
	[m]	[%]		
Bexbach 2	1145,0	1,06		2430,0 1,71
Eiweiler-Vogelsborn	94,3	0,76		2434,0 1,68
	398,9	0,75	Meisenheim 1	156,0 0,93
	488,1	0,74		232,0 1,00
	656,7	0,79		282,0 1,00
	676,0	0,82		350,0 1,01
	809,1	0,91		447,0 1,02
	950,5	0,95		544,0 1,05
Fröhn	30,5	0,74		559,0 1,25
	74,0	0,72		771,0 1,26
	77,7	0,75		802,0 1,14
	80,8	0,84		903,0 1,41
	115,6	0,99		1007,0 [2,23]
	368,8	0,79		1137,0 1,66
	369,7	0,88		1140,0 1,53
	407,3	0,86		1400,0 1,77
	458,9	0,89		1431,0 1,69
	473,0	0,87		1608,0 1,86
	492,0	0,84		1610,0 1,86
	543,0	0,85		1668,0 1,83
	558,8	0,88		1694,0 1,82
	588,5	0,83		1708,0 1,89
	599,8	0,92	Monzingen 1	939,0 1,16
	608,2	0,90		940,0 1,18
	614,6	0,91		941,0 1,16
	633,5	0,89		1120,0 1,74
	643,2	0,83		1594,0 1,68
	649,8	0,87	Neuforweiler-Sandhof	228,7 0,71
	674,7	0,89		230,1 0,73
	681,0	0,88		230,9 0,69
	698,8	0,90		344,8 0,69
	700,8	0,91		375,4 0,78
	790,8	0,95		414,6 0,82
	808,3	0,89		439,0 0,82
Landstuhl 1	2336,0	1,79		470,1 0,84
	2427,0	1,60		496,4 0,84
				546,3 0,87
				581,4 0,83

	616,6	0,84			277,3	0,98
	653,0	0,86			311,7	0,97
	700,9	0,91			333,1	0,96
	723,3	0,84			395,5	1,03
Odernheim 1	354,0	0,69			496,3	0,98
	564,0	0,97			518,0	1,03
	565,0	0,97		St. Wendel 1	1207,0	1,16
	653,0	1,17			1213,0	1,12
	924,0	1,25			1385,0	1,30
	1630,0	1,77		Teufelspforte	182,9	0,85
	1633,0	1,69			206,0	0,78
	1676,0	1,78			246,4	0,87
	1681,0	1,78			248,0	0,90
	1818,0	1,79			259,8	0,88
Saar 1	235,0	1,01			291,0	0,86
	410,0	1,04			322,5	0,93
	1490,0	1,14			344,4	0,99
	1494,0	1,10			365,6	0,95
	1496,0	1,15			389,4	0,92
	2024,0	2,40			395,6	0,96
	2772,0	2,52			412,0	0,94
	2952,0	2,73			448,5	1,02
	2970,0	2,87			467,9	1,00
	3062,0	2,82			485,5	1,01
	3096,0	3,11			582,1	1,02
	3262,0	3,38			586,6	1,01
	3290,0	3,27			689,6	1,06
	3472,0	3,55			709,2	1,02
	3536,0	3,62			757,1	1,02
	3786,0	4,22			786,4	1,04
	3806,0	4,27			786,5	1,08
	4044,0	4,75			835,2	1,09
	4242,0	4,94			895,7	1,11
	4262,0	4,78			917,4	1,09
	4314,0	4,77			917,6	1,09
	4398,0	5,13			923,4	1,10
	4470,0	5,50				
Saarbrücken West 4	190,1	0,93		Waldböckelheim	406,0	2,36
	217,0	0,95			1300,0	2,34
	240,5	0,95			1727,0	2,36

E Vitrinitreflexion (V_{LIEX} et al. 1994)

Bohrung	Tiefe [m]	VRr [%]				
Bilsdorf	917,0	0,69			1546,0	0,79
	1220,0	0,74			1670,0	0,84
	1221,0	0,75			1672,0	0,83
	1234,0	0,75			1822,0	0,93
	1544,0	0,77			1823,0	1,02
	1545,0	0,79		Hirzweiler	185,0	0,66
	1545,0	0,77			191,0	0,67
					908,0	0,70
					916,0	0,77

	926,0	0,79
	927,0	0,79
	933,0	0,80
	1037,0	0,80
Meisenheim	328,0	0,62
	330,0	0,64
	336,6	0,68
	572,7	1,05
	579,0	0,78
	581,0	1,04
	585,0	0,68
	590,0	0,99
	958,5	1,11
	963,4	1,15
	1123,0	1,36
Peterswald	136,0	0,55
	156,0	0,58
	167,0	0,58
	820,0	0,76
	1144,0	0,80
	1382,0	0,94
	1566,0	0,97
	1567,0	0,97
	1576,0	0,98
	1686,0	1,00
	1687,0	1,01
Quirschied Nord	239,0	0,68
	308,0	0,70
	312,0	0,73
	396,0	0,73
	796,0	0,82
	1092,0	0,97

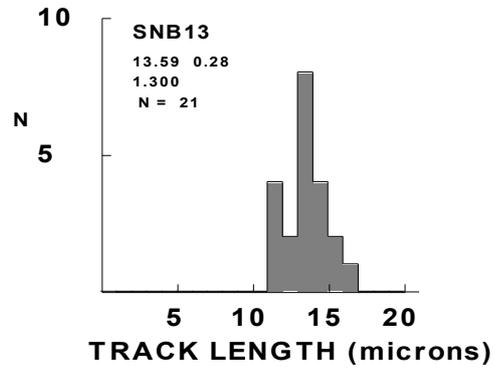
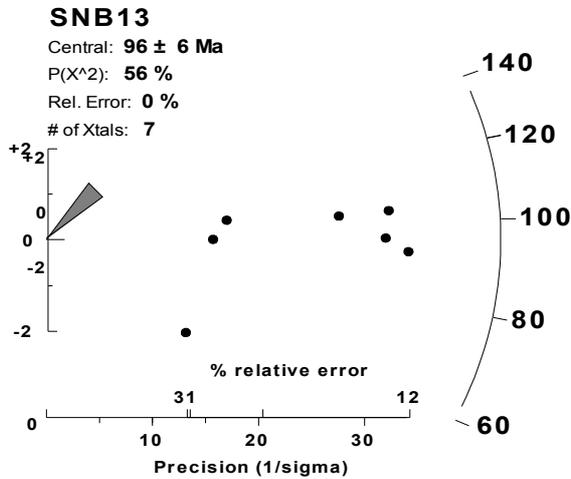
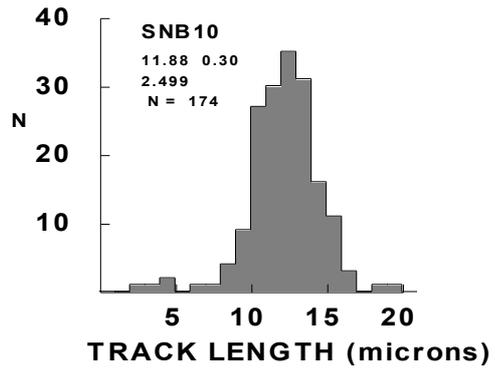
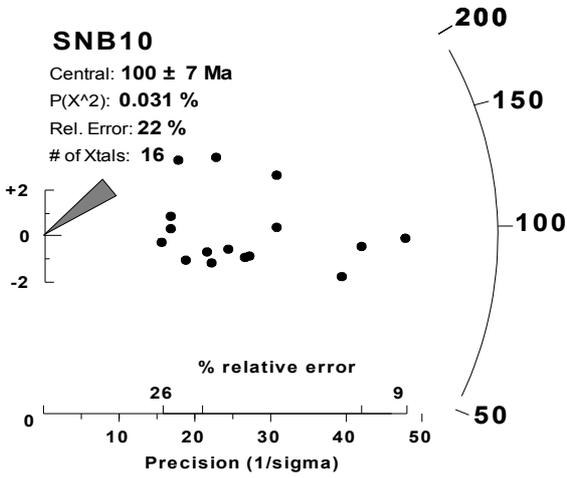
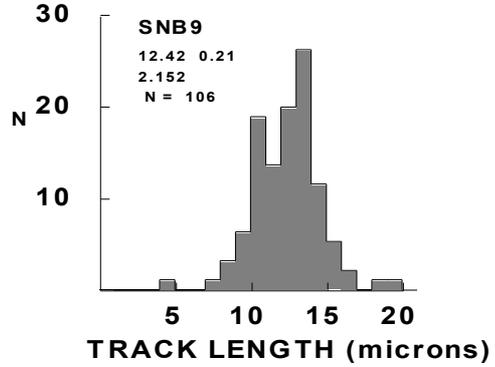
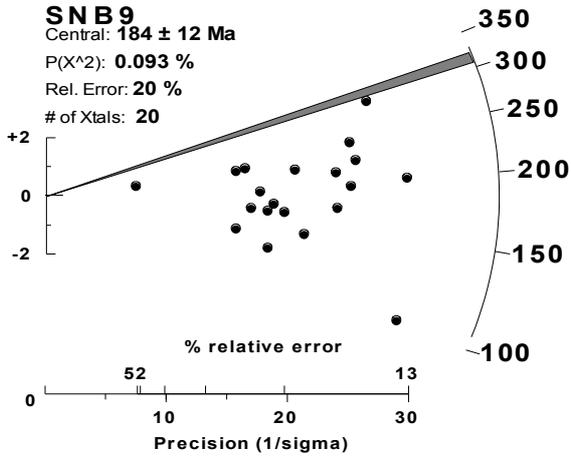
	1207,0	1,07
	1439,0	1,31
	1549,0	1,45
	1610,0	1,46
Wemmetweiler Nord	428,0	0,67
	515,0	0,69
	815,0	0,73
	816,0	0,73
	817,0	0,74
	818,0	0,72
	826,0	0,74
	870,0	0,75
	879,0	0,75
	928,0	0,80
	929,0	0,80
	930,0	0,81
	941,0	0,81
	944,0	0,81
	945,0	0,81
	946,0	0,81
	1002,0	0,70
	1015,0	0,73
	1089,0	0,79
	1133,0	0,84
	1187,0	0,81
	1196,0	0,88
	1256,0	0,90
	1291,0	0,90
	1299,0	0,87
	1329,0	0,82
	1361,0	0,87

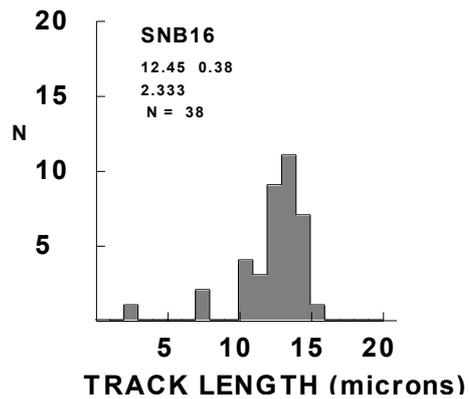
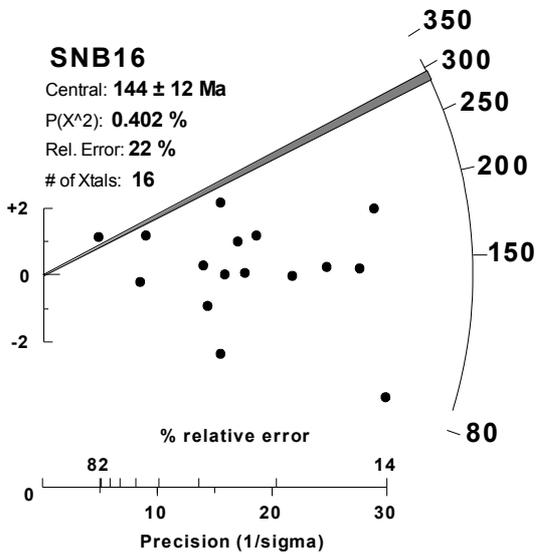
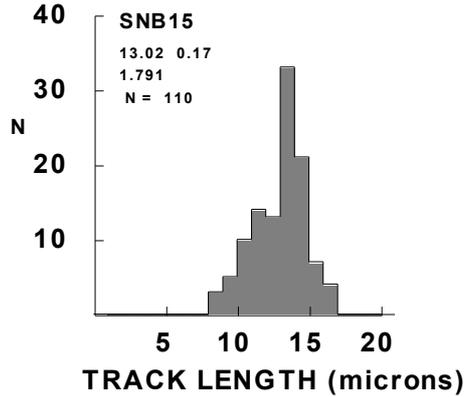
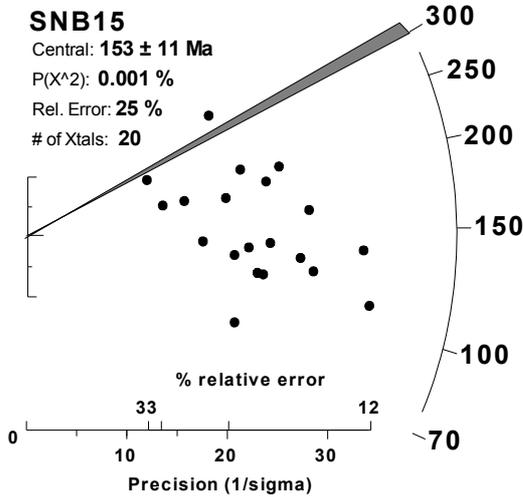
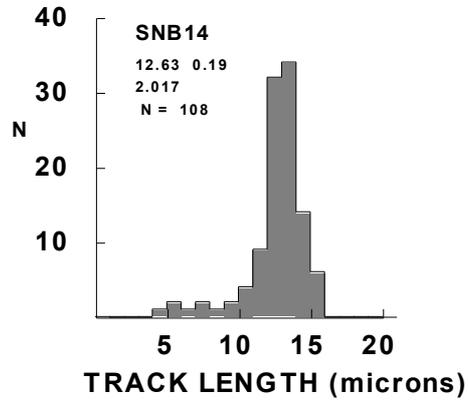
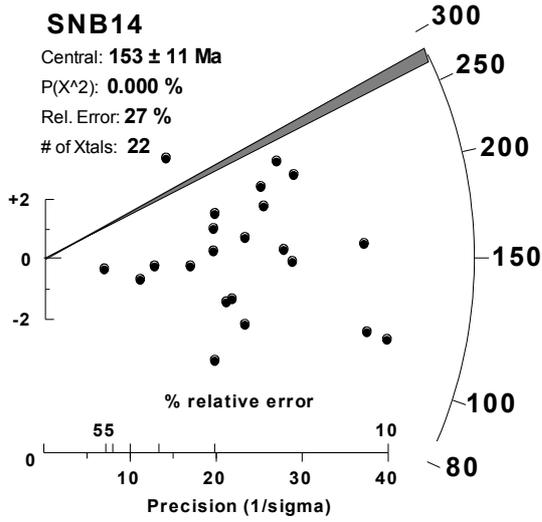
F Vitrinitreflexion (errechnet aus COAL-Wasser, TILLY-BALZ 1987)

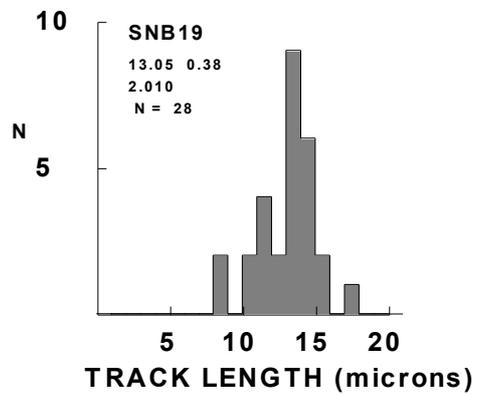
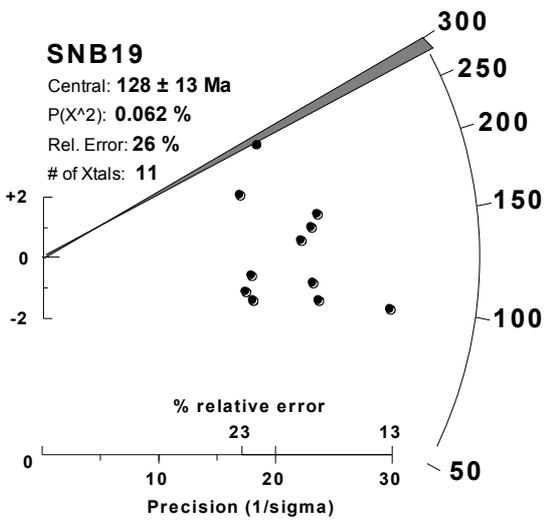
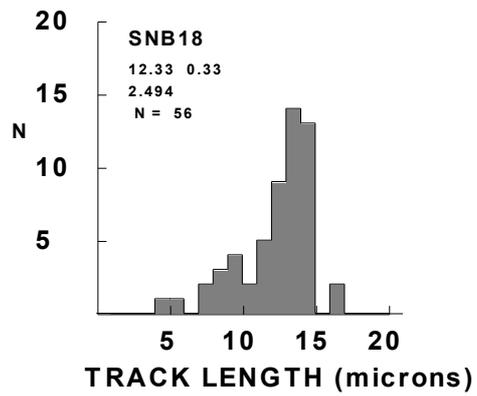
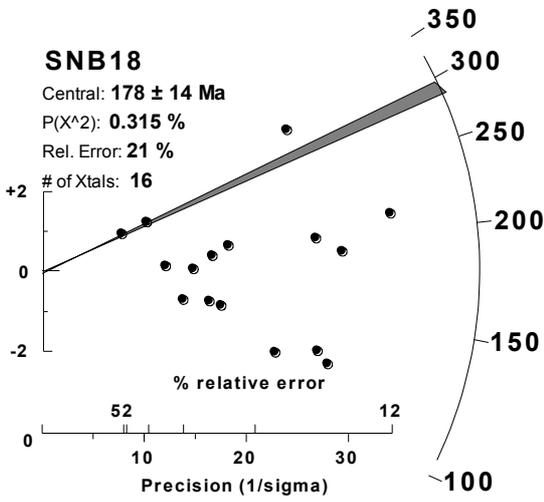
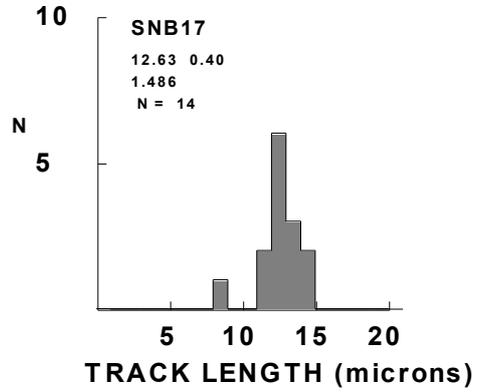
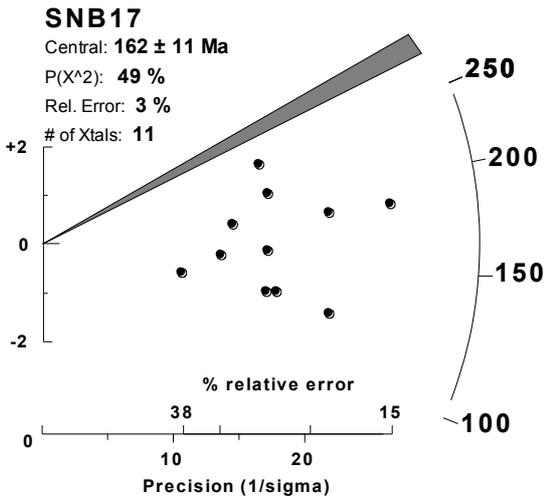
Bohrung	Tiefe [m]	VRcalc. [%]
Bisten	459,2	0,80
	470,1	0,80
	742,2	0,89
	743,2	0,84
	786,9	0,87
	849,0	0,87
Eiweiler-Hirtel	91,0	0,66
	884,0	0,82
Friedrichweiler 2	497,0	0,81
	854,0	0,90
	950,0	0,92
	978,4	0,95
	1028,5	1,00
Hüttigweiler	312,0	0,67
	865,0	0,81
Käsberg	1003,0	0,86
	1161,0	0,89
	1366,0	0,91
Krughütte 2	180,0	0,88
	240,0	0,91
	300,0	0,95
	400,0	0,97
	430,0	1,03
	480,0	1,01
	550,0	0,97
	750,0	1,03
	880,0	1,08
	1000,0	1,01
Oster	800,0	0,95
	920,0	0,97
	1000,0	1,03
	1150,0	1,08
	1300,0	1,10
Picard	150,0	0,79
	300,0	0,80
	450,0	0,85

	680,0	0,90
Rohn	54,8	0,80
	102,0	0,85
	280,0	0,88
	323,0	0,88
	404,0	0,94
	484,0	0,95
	522,0	0,95
	604,0	0,99
	672,0	1,01
	Saarbrücken Nord	150,0
275,0		0,87
500,0		0,91
700,0		0,99
900,0		1,06
980,0		1,08
Saarwellingen 2 Steinbach		1232,0
	545,0	0,90
	814,0	0,91
	917,0	0,94
	967,0	0,97
	971,0	0,99
	979,0	0,95
	993,0	0,97
	1172,0	1,07
	1177,0	1,03
	1276,0	1,08
	1282,0	1,05
	1295,0	1,10
1304,0	1,08	
Stennweiler 1	387,0	0,76
	656,0	0,81
	1367,0	0,89
Weierbach	50,0	0,87
	100,0	0,87
	180,0	0,91
	300,0	0,95
	400,0	0,99
	520,0	1,03

G Apatispaltspuren







LEBENS LAUF

Michael Hertle

Diplom-Geologe

*08.09.1969 in Singen

- seit 04/2003 **Petroleum Systems Analyst/Basin Modeler** bei ChevronTexaco, Houston. Subsurface Characterization, Basin Analysis Team.
- 07/1999 – 03/2003 **Projektgeologe/Petroleum Systems Analyst** bei IES (Integrated Exploration Systems), Jülich
- 02/2000 – 06/2000 **Praktikant** bei Texaco, Houston. Integrated Basin Analysis.
- 04/1996 – 07/1999 **Doktorand** an der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen (Lehrstuhl für Geologie, Geochemie und Lagerstätten des Erdöls und der Kohle und am Forschungszentrum Jülich (Institut für Erdöl und Organische Geochemie). Betreuer: Prof. Dr. R. Littke, Prof. Dr. D.H. Welte, Prof. Dr. A. Schaefer.
Thema: **Numerische Simulation der geologischen Entwicklungsgeschichte des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens**
- 01/1998 - 01/1999 **Geologe** (Teilzeit) bei IES (Integrated Exploration Systems), Jülich
- 10/1995 - 12/1995 **Wissenschaftlicher Angestellter** an der Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg
- 08/1992 - 10/1992 **Praktikant** bei Mobil Erdgas-Erdöl GmbH, Celle
- 09/1995 **Diplom-Geologen-Hauptprüfung** an der Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg
Diplomarbeit am Forschungszentrum Jülich:
Petrographische, petrophysikalische und organisch-geochemische Charakterisierung von Kohlen der Bohrung K-20/G, Zonguldak-Becken, Türkei
Diplomkartierung: Devonische und karbonische Sedimente sowie Tektonik auf Blatt Riefensbeek, SW-Harz
- 10/1989 - 09/1995 **Studium der Geologie/Paläontologie** an der Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg
- 10/1989 - 02/1990 **Studium der Chemie** an der Universität Konstanz
- 05/1989 **Abitur** am Gymnasium Gengenbach.
- 1980 - 1989 Gymnasium Gengenbach